

**Univerzita Karlova**  
**Přírodovědecká fakulta**

Studijní program: Geologie



**Bc. Helena Páchová**

**Cyklická stavba nýřanských vrstev (pennsylvan) v centrální části  
kladensko-rakovnické pánve**

**Cyclic architecture of the Nýřany Member (Pennsylvanian) in the central part of the  
Kladno - Rakovník Basin**

Diplomová práce

Vedoucí práce / Školitel: prof. doc. RNDr. Stanislav Opluštil, Ph.D.

Praha 2019

## **Prohlášení:**

Prohlašuji, že jsem diplomovou práci zpracovala samostatně a že jsem uvedla všechny použité prameny a literaturu, ze které jsem čerpala.

V Praze dne 11. ledna 2019

Helena Páchová

## **Poděkování**

Ráda bych poděkovala panu prof. doc. RNDr. Stanislavu Opluštilovi, Ph.D. za věnovaný čas, veškerou pomoc, cenné rady, připomínky a především trpělivost, kterou mi věnoval. Také bych chtěla poděkovat svým rodičům a kamarádům za podporu při studiu.

## Abstrakt

Diplomová práce se zabývá cyklickou stavbou nýřanských vrstev (střední pennsylvan, moskov) v oblasti ložiska Slaný v kladensko-rakovnické pánvi. Hlavním cílem je vymezit plošně stálé cykly nýřanských vrstev a určit příčiny jejich vzniku. Na základě z vrtů sestavených korelačních schémat byla potvrzena plošná stálost 40 – 60 m mocných jednotek označovaných jako mezocykly. Celkem bylo vymezeno osm mezocyklů označovaných N0 – N7. Nově byl definován mezocyklus N7. Z map mocnosti a písčitosti mezocyklů byly odvozeny informace o rozdílech v subsidenci a distribuci klastického materiálu ve studovaném území v době sedimentace. Plošná stálost mezocyklů ukazuje, že je lze považovat za allocykly a jejich vznik souvisí s regionálním mechanismem. Pravidelnost a podobná mocnost a architektura pak naznačují, že mezocykly pravděpodobně představují záznam periodicky se opakujících událostí. Z publikovaných U-Pb CA-ID-TIMS radioisotopických stáří tonsteinů (tufů) v nýřanských vrstvách byla odhadnuta průměrná délky trvání jednotlivých mezocyklů na ~ 400 tis. let. Tato periodičita se významně blíží 413 tis. letům trvání Milankovičova cyklu dlouhé excentricity. Tento mechanismus prostřednictvím klimatických změn patrně ovlivňoval sedimentární prostředí (množství a distribuci ukládaného sedimentu v říčních systémech charakter fluvialního stylu) je proto považován za pravděpodobnou příčinu vzniku mezocyklů nýřanských vrstev. Pánevní subsidence vytvářela akomodační prostor pro distribuci a ukládání sedimentů v depocentru nýřanských vrstev a je patrně příčinou rozdílů v mocnosti a písčitosti jednotlivých mezocyklů.

## Klíčová slova

Milankovičovy cykly, karbon, cyklická stavba, mezocyklus, nýřanské vrstvy, ložisko Slaný, kladensko-rakovnická pánev

## **Abstract**

This master thesis studies cyclic pattern of the Nýřany Member (Middle Pennsylvanian, Moscovian) in the Slaný coalfield situated in the Kladno-Rakovník Basin. The main objective is to identify laterally persistent cycles and to find out their possible origin. Set of cross-sections constructed from boreholes proved lateral stability of 40 – 60 m thick units called the mesocycles. In all, eight mesocycles were identified (N0 – N7), of which the mesocycle N7 was newly defined. Maps of thickness and sand content constructed for each mesocycle provided additional information on subsidence rate and distribution of clastic sediments by fluvial processes. Lateral stability of the mesocycles suggests their allocyclic character and regionally operating mechanism responsible for their formation. Regularity in repetition of the mesocycles as indicated by their similar thicknesses and architecture may suggest that the mechanism could be periodic, possibly of climatic origin. This hypothesis is supported by calculated mean duration of the mesocycles to be  $\sim 400$  ky, based on previously published high-precision CA-ID-TIMS radioisotopic ages of intercalated tonsteins. This “periodicity” approaches 413 ky periodicity of the long eccentricity, one of the Milankovitch orbital cycles, which, in turn, is considered here as the most probable cause of the mesocyclic pattern of the Nýřany Member. Basin subsidence had only subordinate impact on mesocycle formation, it was principally responsible for accommodation of sediments and the distribution of clastics in the depocentre.

## **Keywords**

Milankovitch cycles, Carboniferous, cyclic pattern, mesocycles, Nýřany Member, Slaný coalfield, Kladno-Rakovník Basin

# Obsah

1	Úvod .....	6
2	Cyklická stavba uhlonosných sekvencí .....	7
2.1	Cykly s periodicitou 200–500 mil. let.....	10
2.2	Cykly s milionovou periodicitou.....	11
2.3	Cykly s periodicitou kratší než milion let.....	12
3	Vliv Milankovičových cyklů – příklady z geologické historie .....	14
3.1	Pleistocenní klimatické změny a vliv Milankovičových cyklů.....	14
3.2	Permokarbonské klimatické změny a pravděpodobný vliv Milankovičových cyklů.....	15
4	Autocykly a allocykly .....	20
5	Geologie a stratigrafie kladensko-rakovnické pánve .....	22
5.1	Kladenské souvrství .....	24
5.1.1	Radnické vrstvy.....	25
5.1.2	Nýřanské vrstvy .....	26
5.2	Týnecké souvrství.....	27
5.3	Slánské souvrství .....	28
5.4	Liňské souvrství.....	29
6	Vymezení a historie průzkumu ložiska Slaný .....	31
7	Geologická stavba ložiska Slaný .....	33
7.1	Podloží karbonu studované oblasti.....	33
7.2	Kladenské souvrství .....	34
7.2.1	Radnické vrstvy.....	34
7.2.2	Nýřanské vrstvy .....	35
7.3	Týnecké souvrství.....	36
7.4	Slánské souvrství .....	36
7.5	Liňské souvrství.....	37
7.6	Post-karbonské útvary .....	37
7.7	Tektonická stavba ložiska Slaný .....	38
8	Cyklická stavba nýřanských vrstev .....	39
9	Metodika .....	42
10	Výsledky .....	44

10.1 Mezocyklus N0 .....	46
10.2 Mezocyklus N1 .....	50
10.3 Mezocyklus N2 .....	52
10.4 Mezocyklus N3 .....	55
10.5 Mezocyklus N4 .....	58
10.6 Mezocyklus N5 .....	61
10.7 Mezocyklus N6 .....	64
10.8 Mezocyklus N7 .....	67
<b>11 Odhad délky trvání jednotlivých mezocyklů .....</b>	<b>71</b>
<b>12 Diskuze .....</b>	<b>73</b>
<b>13 Závěr .....</b>	<b>75</b>
<b>Seznam literatury .....</b>	<b>77</b>
<b>Seznam obrázků a tabulek .....</b>	<b>87</b>
Seznam obrázků .....	87
Seznam tabulek .....	88

# 1 Úvod

Diplomová práce se zaměřuje na cyklickou stavbu nýřanských vrstev v okolí města Slaný ve středních Čechách. Její hlavní náplní je analýza cyklického záznamu asi 40 vrtů z celé oblasti slánské ložiska s cílem objasnit pravděpodobné příčiny vzniku těchto cyklů. Nýřanské vrstvy byly pro tuto práci vybrány záměrně, protože jsou pro svoji cyklickou stavbu známé již z předchozích prací. Jejich cyklickou stavbou se zde zabýval již Spudil (1982) a tato práce se proto snaží navázat na předchozí výzkumy v oblasti ložiska Slaný a rozšířit existující poznatky. Vrtná prozkoumanost ložiska Slaný poskytuje dostatečné množství dat k takové studii.

První část diplomové práce je rešeršního charakteru a shrnuje dosavadní obecné poznatky o cyklické stavbě, o geologii a stratigrafii kladensko-rakovnické pánve a o nýřanských vrstvách a jejich cyklické stavbě. Tato část vychází z domácí i zahraniční literatury a nepublikovaných zpráv, především z archivu Geofondu České geologické služby.

Druhá část je pak tvořena analýzou sedimentárního záznamu nýřanských vrstev a diskuzí nad jejich možným vznikem. K přesnějšímu pochopení vzniku cyklické stavby nýřanských vrstev je nezbytné poznat charakter cyklů z hlediska jejich regionálního rozšíření a architektury. Ke studiu cyklické stavby byly využity především archivní materiály z Geofondu České geologické služby a archivu školitele. Základem analýzy jsou detailní korelační schémata vrtných profilů a mapy mocnosti a písčitosti. Tyto podklady poté sloužily k rozboru cyklické stavby, vymezení plošně stálých cyklů a zařazení těchto cyklů do časového kontextu. Podkladem jsou radioizotopická stáří tufů a tonsteinů nýřanských vrstev, která byla publikována v práci Opluštil et al. (2016). Tato data umožnila odhadnout přibližné trvání jednotlivých cyklů a na základě toho pak interpretovat pravděpodobný původ vzniku cyklického záznamu porovnáním se známými mechanismy s podobnou délkou trvání.

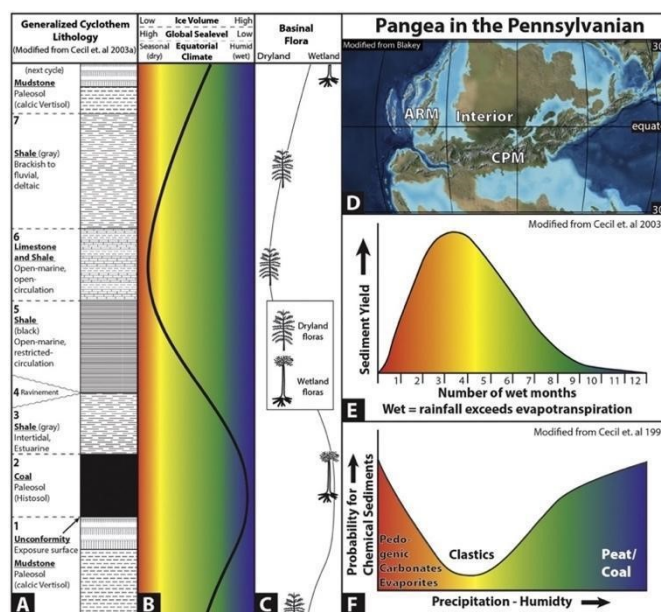


## 2 Cyklická stavba uhlonosných sekvencí

Vrstevnatost sedimentárních hornin je jedním z nejnápadnějších rysů, které tyto horniny mají. V důsledku různých periodických a epizodických procesů mohou tyto vrstvy vytvářet rytmickou nebo cyklickou stavbu, která je charakteristická opakujícím se typem dvou nebo více typů sedimentárních hornin v rámci vrstevního sledu (Einsele et al. 1991). Zkoumání cyklické stavby a jejich příčin je jednou z nejdůležitějších metod stratigrafické analýzy, která na rozdíl od jiných přístupů spojuje sedimentární, geochemické a fyzikální procesy v čase a přihlíží ke změnám v energii a ukládaného materiálu v sedimentárních systémech (Cecil 2003). Termín cyklus v sedimentární geologii představuje sled geneticky spjatých sedimentárních facií, které představují sukcesi různých typů prostředí a které se v sedimentárním profilu s větší či menší pravidelností opakují. Opakování cyklů může, ale nemusí být periodické.

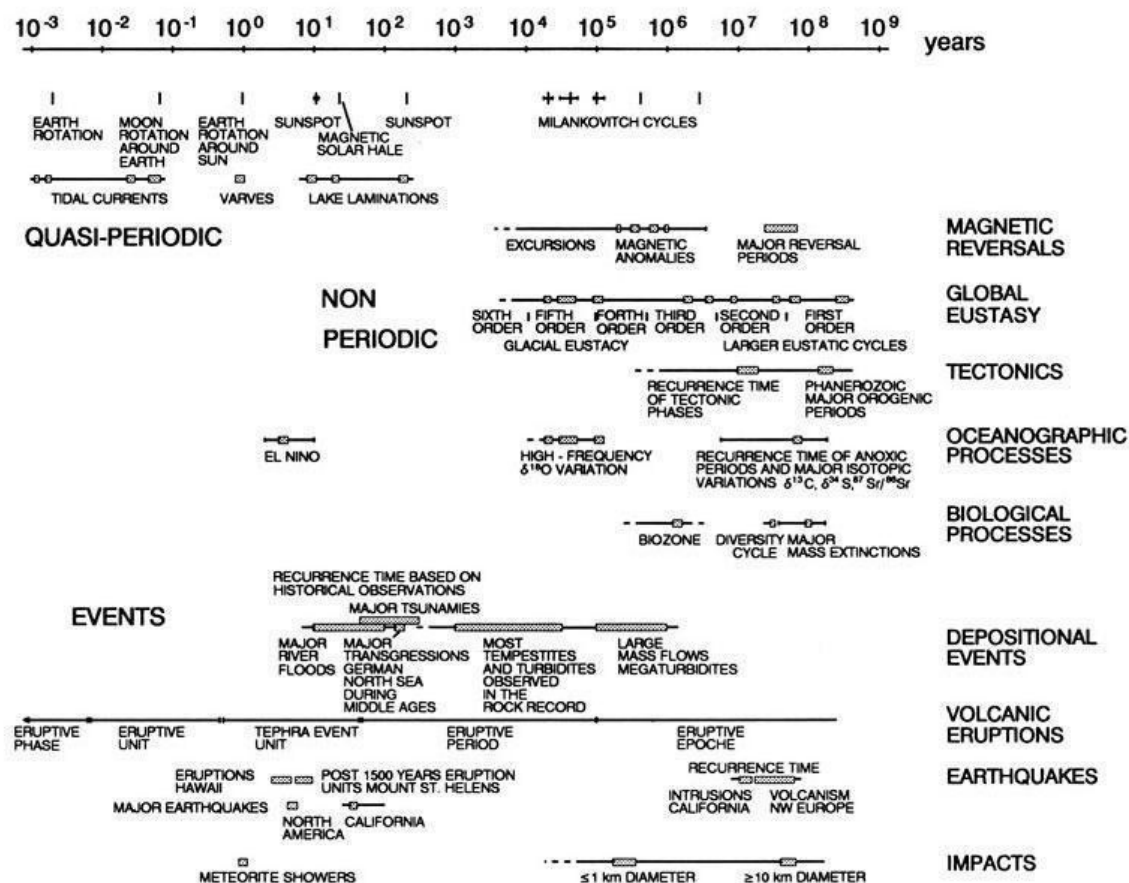
Existují různé názvy pro více či méně pravidelné opakování facií v sedimentárním záznamu. Duff et al. (1967) navrhli, aby termíny cyklus, rytmus a cyklotéma byly považovány za synonyma a definovali je jako skupinu horninových jednotek, které se vyskytují v určitém pořadí, a obsahují alespoň jednu jednotku, jež se vyskytuje v průběhu celé sukcese.

V této práci však tyto pojmy budou rozlišovány. Za rytmické sedimenty jsou považovány ty, ve kterých dochází ke střídání vrstev či vrstviček podobného složení a jsou produktem krátkodobých (např. sezónních) změn v množství ukládaného materiálu v rámci stejného, nezměněného sedimentárního prostředí. Naproti tomu sedimentární cykly představují opakující se sled, vzniklý v důsledku opakujících se změn sedimentačního prostředí. Příkladem mohou být změny prostředí související s pohybem břežní linie, tzv. transgresně-regresní cykly. V uhelných pánvích se takové cykly označují jako cyklotémy (Obr. 1) a jejich součástí je obvykle i uhelná sloj (Petránek et al. 2016, Wanless et Weller 1932).



**Obr. 1:** Profil typickou cyklotémou vznikající v nitru Pangey v období pennsylvanu s interpretací klimatu a jeho vlivu na vznik a charakter sedimentárních hornin (Cecil et al. 2014)

Je zřejmé, že kolísání mořské hladiny je přímo spjato s globálním klimatem, cirkulací oceánu a procesy riftingu (Veevers 1990). Tyto procesy lze sledovat v dlouhodobých i krátkodobých cyklech. Procesy, které mohou mít vliv na vznik cyklického uspořádání sedimentů, se z hlediska své pravidelnosti (Obr. 2) rozlišují na periodické, kvaziperiodické, neperiodické a náhlé typy událostí (Miall 1997).



**Obr. 2:** Doba opakování periodických a neperiodických procesů a náhlých událostí v geologii, (Einsele et al. 1991)

Vail et al. (1977) zařadili tyto procesy do 3 základních typů a 5 řádů podle časového rozmezí. Tato klasifikace je obecně známa, ale její nedostatečná přesnost způsobila její nahrazení novější klasifikací Mialla (1997) (Tab. 1), která je snadněji použitelná.

**Tab. 1:** *Stratigrafické cykly a jejich příčiny, (Miall 1997)*

	Typ sekvence	Délka trvání [mil. let]
A	Cyklus světového superkontinentu	200–500
B	Cykly generované termálními procesy kontinentálního měřítka zemského pláště a pohyby litosferických desek	10–100
	Eustatické cykly vyvolané změnou množství center rozšiřování oceánského dna	
	Regionální cykly pohybu podloží vyvolané extenzními prohyby a zatížením zemské kůry	
C	Regionální až lokální cykly pohybu podloží způsobené regionálními pohyby litosférických desek, včetně změny napěťového režimu	0,01–10
D	Globální cykly generované změnou oběžné dráhy Země, včetně glaciostatických cyklů	0,01–2

## 2.1 Cykly s periodicitou 200–500 mil. let

Jedná se o cyklus pohybu litosférických desek, který je výsledkem spojení kontinentů do jednoho superkontinentu v důsledku rozpínání dna oceánů v rámci tzv. Wilsonova cyklu (Ruddiman 2014). V počáteční fázi tohoto cyklu dochází k rozpadu superkontinentu, což je zapříčiněno akumulací tepla z pláště v místech výstupu konvekčních proudů. To způsobuje tepelné vyklenutí a následné roztržení, vznik interkontinentálního riftu a „rozptýlení“ kontinentů po Zemi. Rozpínáním v oblasti riftu vzniká nová oceánská kůra a její vyklenutí způsobuje zvýšení hladiny světového oceánu. V této fázi téměř nedochází ke vzniku kolizních orogénů. Následuje fáze maximální disperze, kdy se pod kontinentální okraje subdukuje oceánská kůra. Proces doprovází slabý kontinentální magmatismus a tepelný tok a také klesá hladina moře. V další fázi se uzavírají staré oceány a tepelný tok vzrůstá na střední hodnoty. Současně vznikají konvergentní rozhraní, což způsobuje nárůst magmatismu a zvýšení reliéfu kontinentu. Při kolizi kontinentů dochází ke zvětšení plochy oceánu a poklesu mořské hladiny. V konečné fázi vzniká kolizí všech kontinentů jeden superkontinent. Pod ním se postupně akumuluje teplo a kontinent se vyklenuje. Již nedochází ke srážkám kontinentů, pokračuje však subdukce podél okrajů kontinentu. V geologické historii Země došlo zřejmě ke čtyřem takovým velkým kompletním cyklům vzniku a rozpadu superkontinentů (Veevers 1990, Miall 1997).

Vliv pohybu kontinentů na zemské klima objasňuje tzv. „Polar Position Hypothesis“ (Ruddiman 2014). Pokud byly kontinenty ve vyšších zeměpisných šířkách (tedy v polární oblasti), došlo k ochlazení klimatu a zalednění, a naopak, pokud se kontinenty posunuly směrem k rovníku, převažovalo teplé klima a žádné ledovce se na nich tedy nevyskytovaly. Zalednění v polárních oblastech je způsobeno nízkým úhlem dopadu slunečních paprsků a vysokým albedem způsobeným plošně rozšířeným ledovcem či oceánem. V geologické historii došlo k několika větším či menším zaledněním, ale pouze některá odpovídala této hypotéze, což dokazuje, že pohyb kontinentů po zemi má na klima patrně jen druhotný vliv (Ruddiman 2014).

Dalším důsledkem spojeným s pohybem kontinentů a ovlivněním zemského klimatu je zvýšené množství  $\text{CO}_2$  v atmosféře (tzv. BLAG hypotéza), převážně jako produkt vulkanické činnosti na okraji subdukčních zón nebo oceánských hřbetů (Berner et al. 1983). Tato hypotéza předpokládá, že změny rychlosti rozšiřování oceánského dna ovlivňují množství uvolňovaného  $\text{CO}_2$  a tím i jeho koncentraci v atmosféře. Čím větší rychlost rozšiřování oceánského dna, tím intenzivnější vulkanická činnost, a tedy i větší množství  $\text{CO}_2$ . Na tuto hypotézu pak navazuje tzv. „Uplift Weathering Hypothesis“ (Raymo et Ruddiman 1992). Během konvergence desek vznikají vysoká pohoří, která jsou náchylnější k erozi a následnému chemickému zvětrávání, jehož hlavní složkou je voda a v ní rozpuštěné malé množství  $\text{CO}_2$ . Podle této hypotézy s rostoucí intenzitou eroze a jemnějšími zrnny hornin a minerálů, které procházejí chemickým zvětráváním, roste i plocha zvětrávání. S rostoucí intenzitou chemického zvětrávání se spotřebovává větší množství  $\text{CO}_2$ , což způsobuje jeho úbytek v atmosféře a tím i její ochlazení.

## 2.2 Cykly s milionovou periodicitou

Tyto typy cyklů jsou generovány převážně tektonickými procesy, které jsou jen lokálního či regionálního původu a nelze je tedy korelovat celosvětově. Mohou však mít velké plošné rozšíření a pro menší oblasti (např. jednotlivé pánve) je lze považovat za plošně stále cykly, tzv. allocykly (Miall 2000). Jejich příčinou jsou především laterální pohyby tektonických desek vyvolávající napětí uvnitř těchto desek. To se v kompresním režimu projevuje jako výduť o krátké amplitudě a dlouhé vlnové délce, jež se pohybuje směrem k moři. To způsobí výzdvih podloží a následný ústup mořské hladiny doprovázený případnou erozí nově obnažených hornin (Cloetingh 1988). Zároveň dochází k prohloubení centra pánve v důsledku zvýšení jejího sklonu. Následkem zvýšeného napětí ve směru extenze svahy pánve postupně migrují směrem k pevnině, což naopak vede ke zvýšení mořské hladiny a následnému ukládání sedimentů. Pánev se stává mělká a její sklon je mírnější.

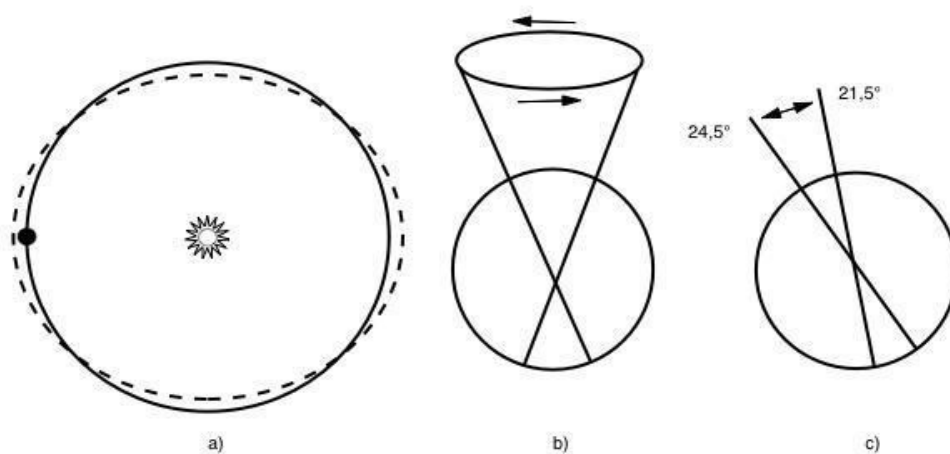
## 2.3 Cykly s periodicitou kratší než milion let

Mezi cykly s periodicitou kratší než milion let zahrnujeme především tzv. Milankovičovy cykly (Obr. 3), které jsou spjaty se změnou orbitálních parametrů zemského tělesa, jež ve své podstatě vedou ke změnám insolace (oslunění) zemského povrchu, zejména pak ve vyšších zeměpisných šířkách (Ruddiman 2014). Tyto cykly mohou fungovat nezávisle na sobě, ale také se jejich vliv může skládat. Každá z těchto změn následně vyvolává i změnu klimatu. Projevuje se změnami oceánské (termohalinní) a atmosférické cirkulace, což ovlivňuje vlhkost vzduchu, srážky a teplotu, a tedy i klima.

Nejdelším cyklem je změna excentricity oběžné dráhy Země. Tato změna se opakuje každých 100 a 413 tisíc let (Miall 2000). Excentricita oběžné dráhy se mění od 0,000055 (kruh) až do 0,0679 (elipsa) (Laskar et al. 2011). V případě větší excentricity se prodlouží hlavní poloosa a zkrátí se vedlejší poloosa, což způsobí větší rozdíl v sezónních teplotách během roku (Berger et Loutre 2006). Jedná se však pouze o vedlejší faktor, který má vliv i na roční období. Zároveň má také vliv na délku ročních období, kdy během větší výstřednosti oběhu Země nastává větší rozdíl v délce jednotlivých sezón. Excentricita pouze zvyšuje nebo snižuje vliv ostatních Milankovičových cyklů a má minimální vliv na dopadající sluneční záření na planetu Zemi (Ruddiman 2014).

Kratším cyklem je změna úklonu zemské osy s periodicitou 41 tisíc let. Úklon osy se mění v rozmezí 21,8–24,4° a každý rok se snižuje o  $\frac{1}{2}$  úhlové vteřiny (0,00013°) (Miall 2000). V současné době je náklon 23,5°. Zvýšený úklon osy zvyšuje také rozdíl mezi množstvím slunečního záření v létě a zimě. Zvýšený úklon celkově zvyšuje sluneční ozáření během roku ve vyšších zeměpisných šířkách a snižuje je blíže k rovníku. Účinky působení změny úklonu zemské osy proto nejsou na povrchu Země rovnoměrné. Úklon zemské osy tedy zvyšuje nebo potlačuje sezónní změny během roku a je tedy hlavní příčinou střídání ročních období.

Nejkratší cyklus souvisí s precesním (krouživým) pohybem zemské osy, jehož cyklus trvá 26 tisíc let. Jedná se o velmi složitý pohyb, kdy země opisuje kuželovou plochu, a má na něj vliv především gravitační působení Měsíce a Slunce. Vliv však mají i ostatní planety, jejichž gravitačním působením se mění orientace roviny zemské dráhy. Precese je jedním z faktorů, které ovlivňují střídání dob ledových a meziledových.



**Obr. 3:** Milankovičovy cykly, a) změna excentricity, b) změna precese, c) změna náklonu osy, upraveno z (Miall 2000)

## 3 Vliv Milankovičových cyklů – příklady z geologické historie

V geologické minulosti docházelo k změnám klimatu neustále. Střídala se období teplá a studená či vlhká a suchá. Porovnání tehdejšího podnebí s dnešním však není vždy zcela možné. Důvodem jsou velmi odlišné geologické podmínky, které panují dnes oproti těm ve vzdálenější geologické minulosti (např. postavení kontinentů, oceánské proudy). K těmto změnám docházelo v důsledku pohybu zemských desek, změny sluneční aktivity, vlivem jednorázových eventů (např. výbuch sopky či dopad meteoritu) a v neposlední řadě i změnami v orbitálních parametrech Země (Miall 1997, Cecil 2003, Milěr et Hollan 2014, Ruddiman 2014, Jirásek et al. 2018). K těmto změnám patří i Milankovičovy cykly, které jsou periodické. Vliv Milankovičových cyklů je možné sledovat i v geologické minulosti. Nejlépe sledovatelné jsou v pleistocenních sedimentech, které jsou lépe prostudovány a také jsou lépe známy příčiny klimatických výkyvů (Van Der Zwan 2002, Berger et Loutre 2006, Feng et Bailer-Jones 2015). Poměrně dobře zřetelné jsou však i cykly v permokarbonských sedimentech, jejichž vznik je v posledních desetiletích stále více spojován s Milankovičovými cykly (Heckel 2008, Fielding et al. 2008, Gastaldo et al. 2009, Opluštil et al. 2013, Jirásek et al. 2018).

### 3.1 Pleistocenní klimatické změny a vliv Milankovičových cyklů

Střídání glaciálů a interglaciálů je pro pleistocén typické, ale podobné střídání dob ledových a meziledových probíhalo i v permokarbonu, ordoviku či v prekambriu (Chlupáč et al. 2011, Ruddiman 2014). Toto střídání je převážně vyvoláno změnou insolace související s Milankovičovými cykly. Tyto cykly ovlivňují množství světla dopadajícího na zemský povrch. V případě zvýšeného oslunění dochází k vyššímu tání ledovců a sněhu v létě než k jeho akumulaci v zimních obdobích. Tato negativní bilance způsobuje úbytek ledovce a tím i ztmavnutí povrchu a poklesu albeda a následně zvýšené pohlcování tepla zemským povrchem. Pokud je tato změna dlouhodobá, ovlivňuje i uhlíkový cyklus a mořské proudění. Uhlík se ve formě oxidu uhličitého ( $\text{CO}_2$ ) a methanu ( $\text{CH}_4$ ) uvolňuje z postupně se ohřívající mořské vody nebo z půd, čímž se zvyšuje jeho množství v atmosféře a dochází k tzv. skleníkovému efektu. Skleníkový efekt pak způsobí oteplení globálního klimatu. V případě poklesu množství slunečního záření dochází naopak k zvýšení albeda a ochlazování planety (Pillans et al. 1998, Ruddiman 2014, Milěr et Hollan 2014).

Změny způsobené Milankovičovými cykly však nemusí proběhnout okamžitě, ale se zpožděním v důsledku momentálního stavu klimatu. Poslední pleistocenní oteplení začalo táním ledovce, které vedlo ke snížení salinity Atlantského oceánu, a tím došlo k narušení termohalinních proudů, jež vedou teplé vody jižní polokoule do chladnějších vod severní polokoule.



Přerušením těchto proudů došlo k oteplování jižní polokoule a rychlejšímu uvolňování CO<sub>2</sub> z jejích moří. Zvýšené obsahy CO<sub>2</sub> v atmosféře pak vedly k oteplení globálního klimatu (Ruddiman 2014, Milér et Hollan 2014).

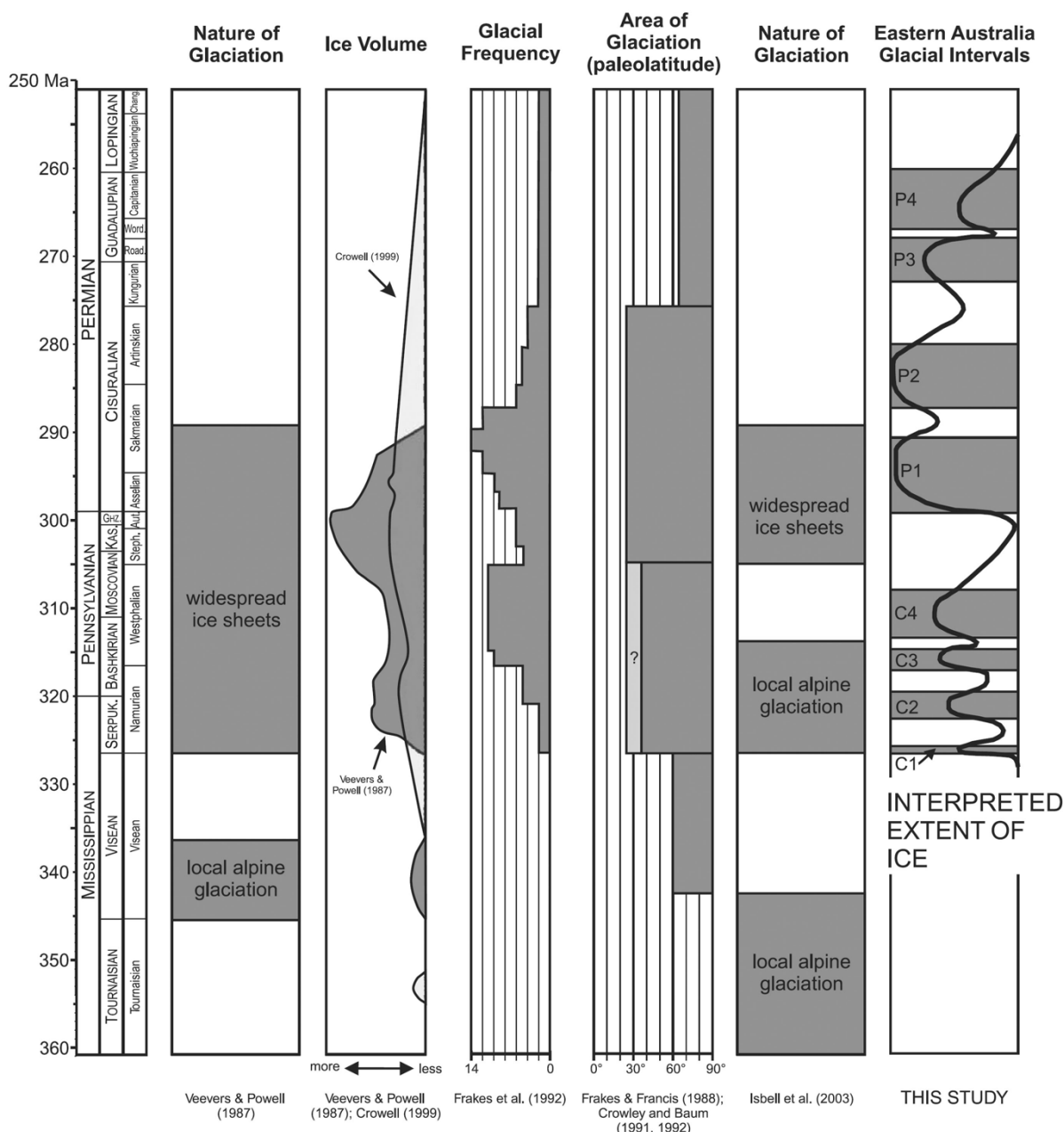
Milankovičovy cykly v průběhu pleistocénu měly největší vliv na zalednění planety, a tedy i na pohyby mořské hladiny. Během dob ledových bylo zvýšené množství ledu, který v sobě vázal vodu, a docházelo k poklesu mořské hladiny. Proces akumulace ledovců je pozvolný a to relativně. V případě, že docházelo k tání ledovců, mořská hladina se zvyšovala. Tento proces je naopak velmi rychlý a oproti akumulaci ledovce trvá kratší dobu. Hlavních dob ledových bylo během pleistocénu celkem pět – donau, Günz, Mindel, Riss a Würm (Chlupáč et al. 2011).

Studiem pleistocenních změn klimatu se zabývalo mnoho autorů, např. Hagelberg et Bond (1994), Pillans et al. (1998), Feng et Bailer-Jones (2015). Uvedení autoři se shodují, že změny v orbitálních parametrech Země (Milankovičovy cykly) jsou počátečním impulsem, jenž společně s uhlíkovým cyklem, skleníkovým efektem, mořskými proudy a dalšími faktory způsobují ochlazení nebo oteplení globálního klimatu. Milankovičovy cykly jsou dnes již běžně přijímanou teorií o vzniku a zániku dob ledových v pleistocénu.

## 3.2 Permokarbonské klimatické změny a pravděpodobný vliv Milankovičových cyklů

Během svrchního paleozoika proběhlo několik zalednění trvajících až několik milionů let a také několik stejně dlouhých období částečně nebo zcela bez glaciace (Fielding et al. 2008, Eros et al. 2012, Gastaldo et al. 2009). Každé toto období bylo velmi podobné tomu pleistocennímu, přestože bylo delší a více komplikované.

Studium klimatických výkyvů z období permokarbonu se uskutečňuje ve dvou paleogeograficky odlišných oblastech. První z nich představuje oblasti, které v průběhu permokarbonu ležely ve vysokých zeměpisných šířkách a byly opakovaně fyzicky zaledněny (tzv. near field). V sedimentárním záznamu z těchto oblastí se studují právě doklady o glaciaci a deglaciaci jako důsledek klimatických výkyvů. Tomu se například věnovali Fielgins et al. (2008), kteří v permokarbonských sedimentech východní Austrálie odlišili 8 velkých zalednění. Tato zalednění trvala 1–8 milionů let a byla oddělena stejně dlouhými dobami bez projevů glaciace (Obr. 4). Během těchto osmi cyklů došlo k postupnému nárůstu objemu ledovců a poté k jejich opětovnému zmenšení, což dokazuje mnohem větší dynamiku v permokarbonském klimatu, než se původně předpokládalo (Veevers et Powell 1987). Poulsen et al. (2007) na základě počítačových simulací predikují výrazné změny tropického klimatu Pangey v oblasti rovníku způsobené úbytkem ledovců. Dochází k vysychání kontinentu, ke změnám směru větru, oteplování, v meteorické vodě je zaznamenáno více  $\delta^{18}\text{O}$ , rozšiřují se pouštní oblasti a zmenšuje se rozloha lesů.



**Obr. 4:** Délka a časový kontext zalednění v průběhu svrchního paleozoika, (Fielding et al. 2008)

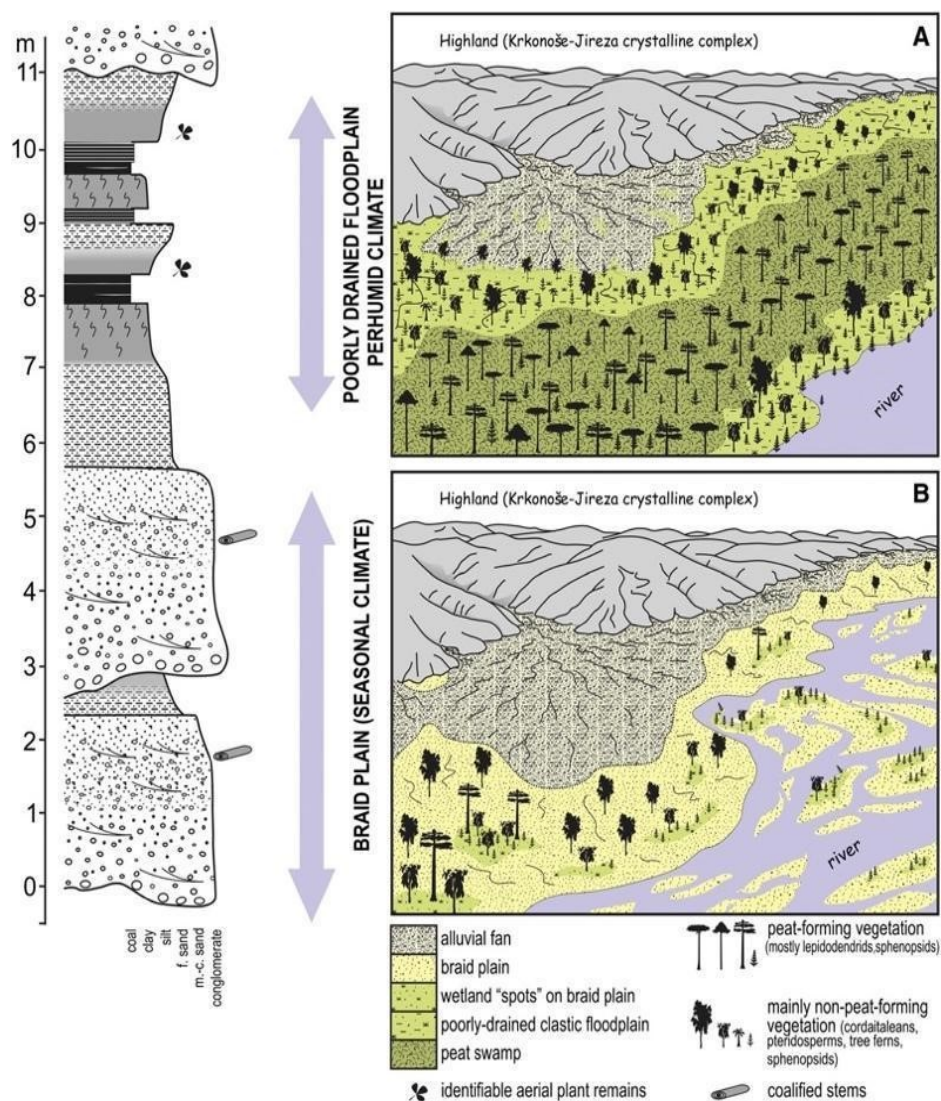
Druhý typ sedimentárního záznamu vznikl v oblastech mimo dosah zalednění (např. tropická oblast), kde lze klimatické oscilace (ochlazování a oteplování) sledovat v sedimentárním záznamu jako transgresně-regresní cykly vzniklé v důsledku kolísání mořské hladiny, vyvolané změnou objemu kontinentálních ledovců během klimatických cyklů. Tyto pravidelné (tj. periodické) glacieustatické oscilace jsou ve vrstevním sledu ukládaném v blízkosti mořského pobřeží zaznamenány v podobě cyklotém (Wanless et Weller 1932, Weller 1964, Eros et al. 2012). Cyklotémy reagují na změnu mořské hladiny v důsledku změn v rozsahu kontinentálního zalednění ve vyšších zeměpisných šířkách. K jejich studiu se dnes běžně využívá metoda sekvenční stratigrafie. Jednotlivé cyklotémy mají charakter sedimentárních sekvencí oddělených erozní hranicí regionálního rozsahu, ev. jejím neerozním ekvivalentem,

kterým nejčastěji bývá půdní horizont (Posamentier et Allen 1999, Catuneanu 2006, Cecil 2013).

Studiu cyklotém jako sedimentárního záznamu glacieustatických oscilací se věnovali např. Heckel (1990), Rygel et Gibling (2008), Gastaldo et al. (2009), Eros et al. (2012), Horton et al. (2012) nebo Jirásek et al. (2018). Za hlavní příčinu glacieustatických pohybů mořské hladiny jsou dnes považovány Milankovičovy cykly (Cecil 1990, Miall 1997, Heckel 2008, Gastaldo et al. 2009). V závislosti na změně oslunění dochází ke zvýšení nebo snížení albeda, což zároveň způsobuje změnu v uhlíkovém cyklu a změnám klimatu Země. Podle simulace prováděné Hortonem et al. (2012) dochází k největšímu nárůstu CO<sub>2</sub> při maximální excentricitě v kombinaci s minimálním sklonem zemské osy. Zvýšené množství skleníkových plynů (CO<sub>2</sub>) pak způsobuje tání ledovců. Jako důkaz vlivu Milankovičových cyklů považuje Heckel (1990) celosvětový charakter kolísání mořské hladiny, doložený detailní korelací sekvencí (cyklotém) severoamerického kratonu s cyklotémami ruské tabule. Menší vliv, většinou jen v lokálním měřítku, mají na vznik cyklotém i tektonické procesy (Heckel 1990). Vznikající cyklotémy však ovlivňuje i lokální klima a autocyklické procesy uvnitř sedimentárního systému (Cecil 2013). V České Republice se cyklickou stavbou sedimentů ostravského souvrství v hornoslezské pánvi zabývali Gastaldo et al. (2009), kteří na základě datování krystalů zirkonů z vrstviček vulkanického popela (tonsteinů) vypočítali průměrnou délku jednotlivých cyklů, která odpovídá Milankovičovým cyklům krátké excentricity. Na jejich práci pak navazuje studie Jiráskova et al. (2018), kteří na základě nových datování z dalších úrovní ostravského souvrství potvrdili, že cyklus krátké excentricity s velkou pravděpodobností řídil glacieustatické pohyby mořské hladiny při ukládání sedimentů tohoto souvrství a vytvořil typické cyklotémy.

Ve vnitrozemí, mimo dosah glacieustatických oscilací, existuje v sedimentárním záznamu cyklicita co do mocnosti a litologie podobná té z parlických pánví na mořském pobřeží. Rozdíl je především v absenci mořského patra v nadloží uhelné sloje ve svrchní části cyklotémy (sedimentární sekvence). Mechanismus vzniku kontinentálních cyklotém je však podstatně méně znám. Nejčastěji je vysvětlován působením „pravidelných“ tektonických pohybů podél zlomů, které oddělují pánev od přilehlé zdrojové oblasti. V důsledku těchto pohybů docházelo ke změnám v intenzitě eroze ve zdrojové oblasti a následně množství a zrnitosti klastického materiálu, který se ukládal v pánvi. Výzdvih zdrojové oblasti oproti pánevnickému dnu vedl k intenzivnější erozi reliéfu v okolí pánve a transportu většího objemu sedimentu, z něhož se v pánvi uložil pouze hrubší detrit a jemnější frakce byla odnesena mimo pánev. Postupným zahlazováním těchto výškových rozdílů pak intenzita eroze klesala a zjemňoval se i ukládaný sedimentární materiál. Výsledkem jsou pak do nadloží se zjemňující cykly (Raymo et Ruddiman 1992). V nedávné době se však objevila řada studií, které naznačují, že kontinentální cyklotémy představují záznam změny fluvialního stylu, jenž je patrně podmíněn změnami klimatu, a tudíž, že i kontinentální cyklotémy mohou být výsledkem stejných či podobných klimatických oscilací jako cyklotémy parlických pánví (DiMichele et al. 2010). V české části vnitrosudetské pánve se studiem kontinentálních cyklotém žacléřského souvrství zabývali Opluštil et al. (2013). Vzhledem k pravidelnosti opakujících

se cyklů autoři nepovažují za pravděpodobné, že příčinou vzniku těchto cyklů jsou tektonické procesy, jak se domníval (Havlena 1955). Vznik pravidelně se střídajících cyklů je připisován klimatickým změnám několika různých časových měřítek. Spodní, mocnější část cyklů tvoří sedimenty unášené při dně toku traktů, které postupně přecházejí do jemnějších sedimentů usazovaných ze suspenze následované vznikem rašeliniště a akumulací organické hmoty. Tato sedimentární sukcese nasvědčuje kolísání množství srážek od subhumidního po trvale vlhké prostředí v průběhu sedimentace (Obr. 5). Podle hrubých odhadů trvání jednotlivých cyklů dospěli autoři k závěru, že tyto cykly patrně odpovídají některému z Milankovičových cyklů. Vznik cyklické stavby v kontinentálním prostředí však není řízen oscilacemi mořské hladiny a posunem březní linie, která je tak hlavní příčinou změny sedimentárního prostředí. Místo oscilací mořské hladiny jako hlavní příčiny změny sedimentárního prostředí se v kontinentálním prostředí projevují změny v úhrnu srážek a jejich distribuci v průběhu roku (Opluštil et al. 2013). Během trvale vlhčího období dochází ke zvýšení hustoty vegetačního pokryvu, který zabraňuje erozi a transportu sedimentu (Obr. 5). Na nivě se jako produkt chemického zvětrávání ukládají převážně jemnozrnná klastika. V místech s malým přínosem sedimentu vznikají rašeliniště. Během trvale suššího období je vegetační pokryv řidší, což způsobuje zvýšenou erozi a transport klastického materiálu v řekách. Klesá i intenzita chemického zvětrávání vedoucí ke vzniku jílových zvětralin. Řeky unášejí zejména hrubozrnný materiál, který ruší případnou tvorbu rašelinišť (Obr. 5).



**Obr. 5:** Interpretace prostředí a vznik 'základních cyklů' žacléřského sousloží, (Opluštil et al. 2013)

## 4 Autocykly a allocykly

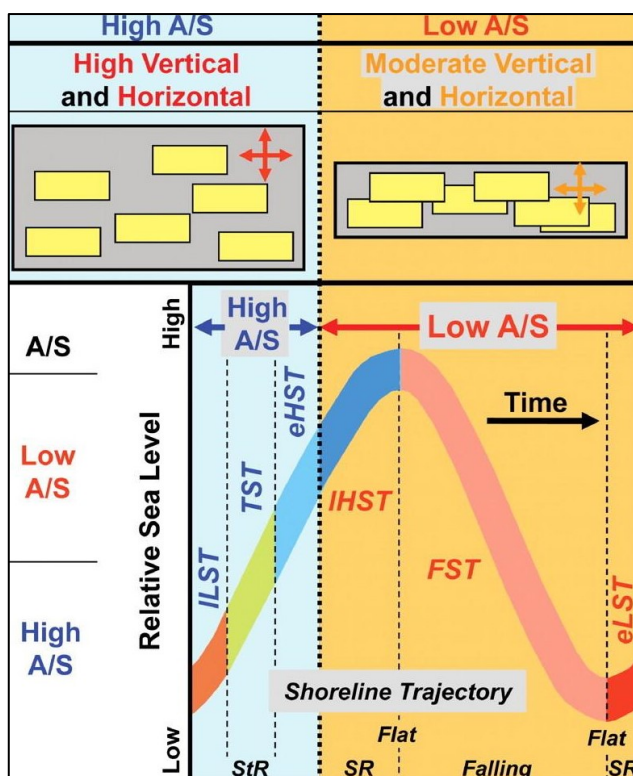
Autocykly a allocykly byly poprvé definovány Beerbowerem (1964), který je rozlišoval podle jejich příčin, tj. zdali jsou vnější, tj. nesouvisející se sedimentárním systémem (allocyklické), anebo vnitřní, dané dynamikou sedimentárního systému (autocyklické). Autocyklické procesy jsou generovány změnami souvisejícími s procesem sedimentace a redistribucí energie a materiálu uvnitř sedimentárního systému (migrace nebo překládání říčního koryta) a mají tendenci být okamžitými geologickými událostmi, které jsou časově i prostorově náhodné a tudíž neperiodické. Může se jednat o migraci vlnění v milimetrovém měřítku, ale i o regionální události, jako je změna pozice výnosových vějířů delty. V důsledku toho jsou autocykly neperiodické (Cecil 2003, Cecil 2013). Zdá se, že dominantní vliv mají na aluviální plošiny, kde způsobují zářez nového říčního koryta, což mohou dokazovat vyskytující se zbytky kořenových systémů ve výplních říčních koryt. Vzhledem k tomu, že autocykly způsobují jen malé změny v energii systému, vedou především ke změnám v ukládání sedimentárních těles, a ne ke změnám v chemickém složení sedimentů (Beerbower 1964, Cecil 2013).

Allocyklické procesy jsou nezávislé na dynamice sedimentárního systému a vznikají v důsledku změn procesů nesouvisejících se sedimentárním systémem (tektonické, eustatické a klimatické události). Mohou se vyskytovat od pánevních měřítek až po měřítko globální – např. tektonický pokles může ovlivnit pouze samotnou pánev, zatímco kolize litosférických desek může ovlivnit celou planetu (Cecil 2003). Je zcela běžné, že pánev může být ovlivněna několika vnějšími procesy najednou. V sedimentárním záznamu pak lze najít několik cyklů různých řádů. Klimatické změny, od vlhkého, subhumidního, semiaridního až po suché klima, převládají u lakustrinních sedimentárních systémů. Allocykly mohou přímo ovlivňovat i autocykly a jejich tvorbu, z toho důvodu je pro správnou interpretaci důležité tyto cykly od sebe oddělovat (Cecil 2003, Cecil 2013).

Autocyklické a allocyklické procesy ovlivňují ukládání litostratigrafických jednotek v pánvi a jsou velmi důležité při stratigrafické analýze pánví. Na rozdíl od jiných přístupů (např. genetická stratigrafie), autocyklická a allocyklická analýza integruje sedimentární, geochemické a fyzikální procesy v čase a zohledňuje změny v energii i materiálu v sedimentárních systémech (Cecil 2003).

Studium autocyklů a allocyklů lze považovat za předchůdce sekvenční stratigrafie, která studuje genetické vztahy sedimentárních těles v souvislosti se změnami mořské hladiny, a tedy globální erozní báze. Sekvenční stratigrafie byla původně definována pro mělká mořská prostředí kontinentálního šelfu. Její využití v sedimentárních sledech kontinentálního (nemořského) původu, kde jsou změny mořské hladiny jen obtížně prokazatelné, je problematické. Pro tato prostředí se právě z tohoto důvodu používají zjednodušené koncepty založené na principech sekvenční stratigrafie. Místo pohybů mořské hladiny se zde však hovoří o pohybech erozní báze a její změny jsou obvykle vyjádřeny poměrem mezi přínosem sedimentu (A) a tvorbou akomodačního prostoru (S) (např. Martinsen et al. 1999). Tento poměr určuje,

zda dochází k sedimentaci či erozi v sedimentárním systému. Pokud je poměr  $A/S > 1$ , akomodace převažuje nad množstvím ukládaného sedimentu, čímž se sedimentační prostor zvětšuje. Veškerý sediment přinášený do pánve je pak v pánvi uložen. Naopak pokud je poměr  $A/S < 1$ , erozní báze klesá a množství přinášeného sedimentu pak převyšuje tvorbu akomodačního prostoru (tj. prostor pod erozní bází). Část sedimentu přinášeného do pánve ze zdrojové oblasti je proto odnesena řekami mimo pánve. Tento jednoduchý model zároveň umožňuje predikovat tvar pískovcových těles (Ainsworth 2010). V případě vysokého poměru  $A/S$  budou sedimentární tělesa výplní říčních koryt mít více prostoru, s tendencí být izolované. V opačném případě, kdy je poměr  $A/S$  nízký, vede omezený akomodační prostor ke zvýšené četnosti avulzí říčních toků a časté erozi dříve uložených sedimentů. Dochází tak k amalgamací jednotlivých výplní říčních koryt, která se vzájemně „dotýkají“ (Obr. 6).

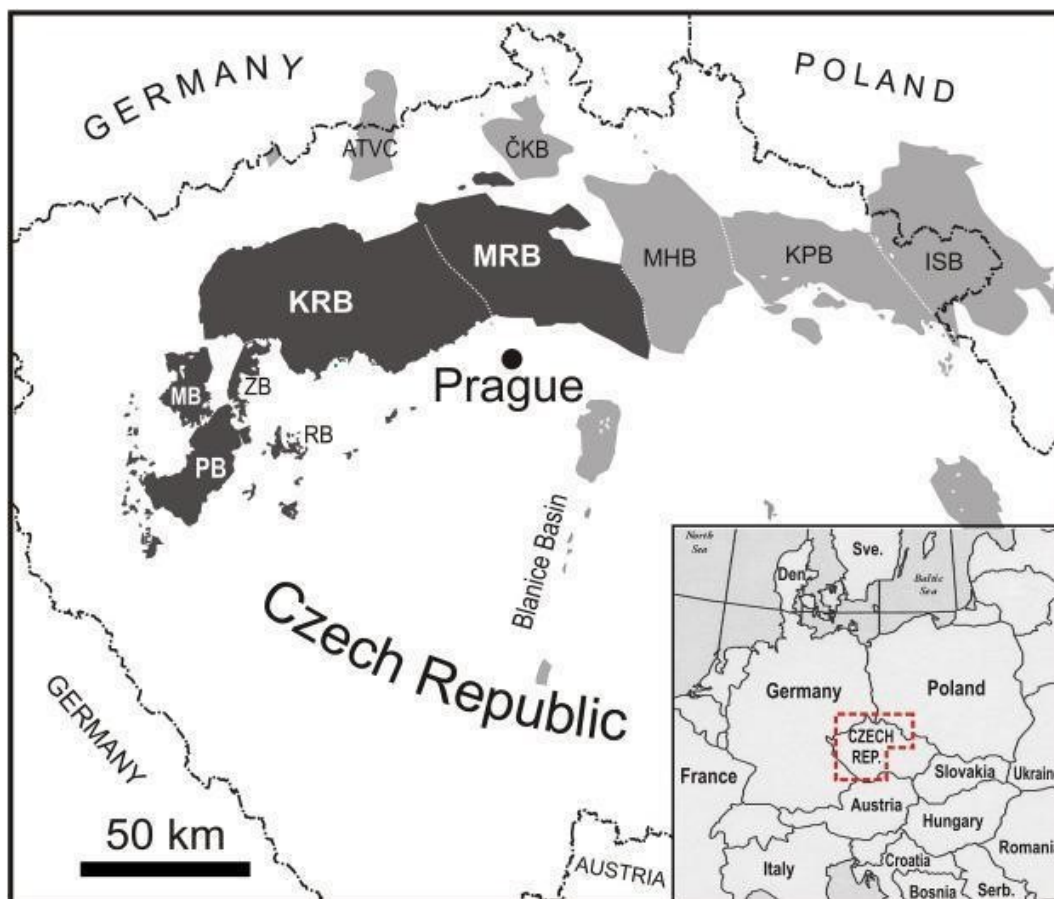


**Obr. 6:** Poměr  $A/S$  a jeho vliv na tvar pískovcových těles a pohyb erozní báze, (Ainsworth 2010)



## 5 Geologie a stratigrafie kladensko-rakovnické pánve

Kladensko-rakovnická pánev je součástí komplexu kontinentálních pánví středočeské a západočeské oblasti a společně s lugickými pánvemi tvoří tzv. plzeňsko-trutnovský pánevní komplex (Obr. 7) (Pešek 1996, Opluštil et al. 2016a, Opluštil et al. 2016b).



**Obr. 7:** Mapa plzeňsko-trutnovského pánevního komplexu s vyznačením jednotlivých kontinentálních pánví:

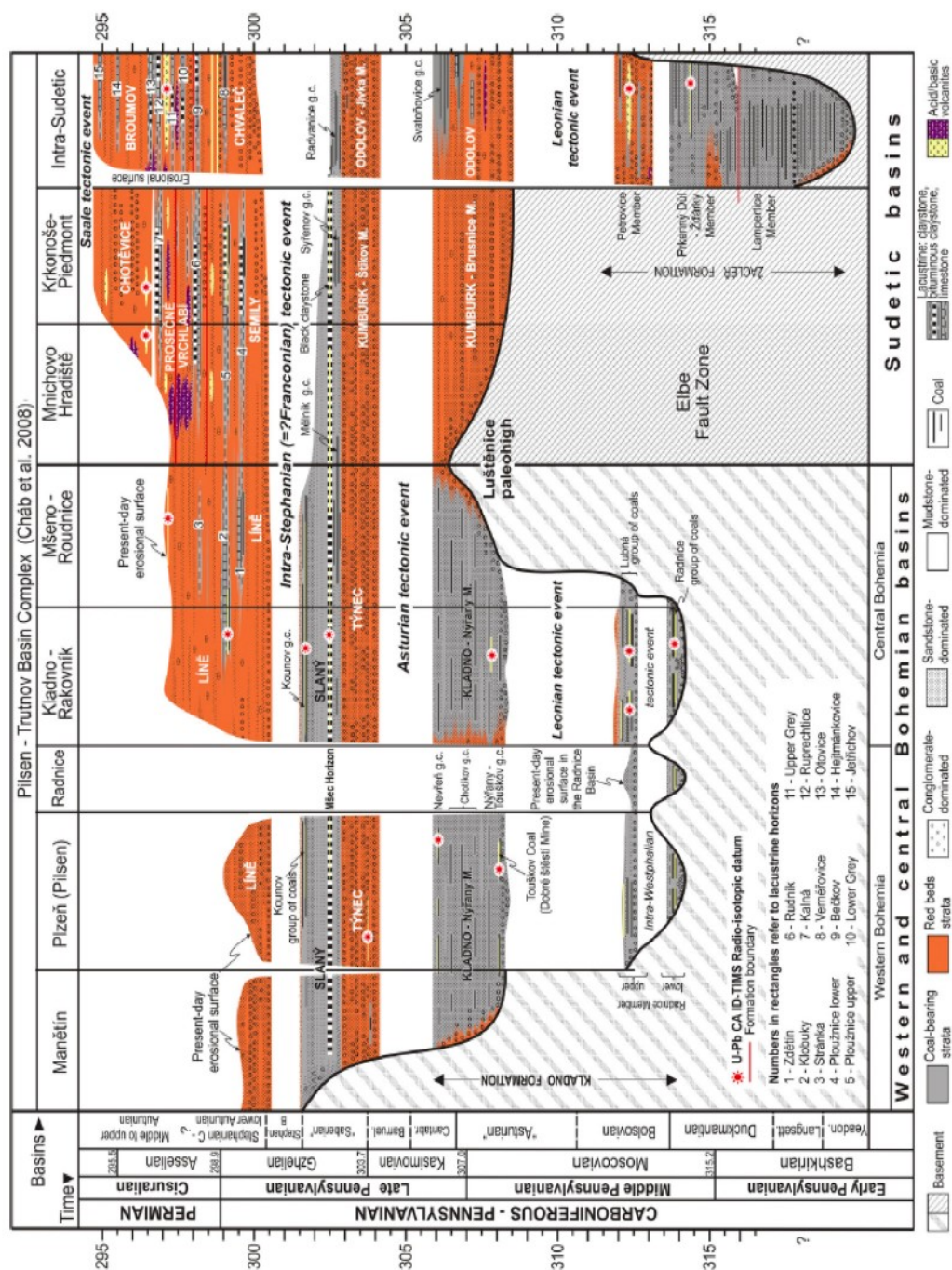
PB — plzeňská pánev, MB — manětínská pánev, ŽB — žihelská pánev, RB — radnická pánev, KRB — kladensko-rakovnická pánev, MHB — mnichovohradišťská pánev, KrPB — podkrkonošská pánev, ISB — vnitrosudetská pánev. Světle šedá odpovídá pánvím lugické oblasti, tmavě šedá pánvím středočeské a západočeské oblasti (Opluštil et al. 2016a)

Podloží kladensko-rakovnické pánve tvoří z velké části slabě metamorfované sedimenty a vulkanity barrandienského proterozoika a menší měrou i středně až silně metamorfované horniny tepelského krystalinika (Pešek et al. 2001). Počátek sedimentace v pánvi výrazně ovlivňoval předsedimentáční reliéf, který je výsledkem intenzivní denudace a selektivní eroze podmíněné jak petrografickou heterogenitou hornin, tak strukturní stavbou území. Důležitou úlohu sehrály i synsedimentárně aktivní zlomy (Opluštil et al., 1997). Kombinací těchto procesů vznikly hřbety a údolí s výškovými rozdíly až do 250 m, které ovlivnily i průběh fluvialních systémů tohoto území (Opluštil et al. 2005, Opluštil 2005a, Opluštil



2005b, Spudil 2006). Výplň pánve tvoří převážně fluvialní a menší měrou také lakustrinní a bažinné sedimenty, jejichž ukládání začalo v duckmantu (westphal C) a s několika hiáty pokračovalo až do počátku permu (Obr. 8) (Opluštil et al. 2016a, Opluštil et al. 2016b). Výplň pánve je na základě převládající barvy aleuropelitů a uhlonosnosti rozdělena do čtyř souvrství (Pešek 1968): kladenské (spodní šedé), týnecké (spodní červené), slánské (svrchní šedé), línské (svrchní červené). Mocnost jednotlivých souvrství a jejich členů kolísá (Tab. 2). Na vznik pánví v této oblasti existují dva odlišné názory. Havlena a Pešek (1980) si vznik pánví představují jako jednoduchou asymetrickou příkopovou propadlinu tepelsko-barrandienského bloku zakleslou podél středočeské a severočeské (litoměřické) smykové zóny v důsledku tafrogenních (izostatických) pohybů po odeznění hlavních fází variské orogeneze. Naproti tomu Pašek et Urban (1990) na příkladu plzeňské pánve vymezují tři tektono-sedimentární cykly oddělené hiáty, vyvolané změnou orientace napětí pohybem litosférických desek. V první fázi, při které se ukládaly radnické vrstvy, vznikla 1–2 km dlouhá příkopová propadlina typu pull-apart přibližně s. - j. směru. Během druhé fáze se hlavní tektonická komprese stočila do ssz. - jjv. směru. V této fázi se ukládaly nýřanské vrstvy a týnecké a slánské souvrství. V průběhu třetí fáze napětí rotovalo do směru ssv. – jjv. a dalo vzniknout sinistrálním pohybům. V tomto období se uložilo línské souvrství (Pašek et Urban 1990, Pešek 1996, Opluštil et al. 2005, Opluštil 2005a, Opluštil 2005b, Lojka et al. 2009). Tento tektono-sedimentární koncept odvozený na příkladu plzeňské pánve má podle autorů obecnou platnost pro všechny svrchnopaleozoické kontinentální pánve ve středních a západních Čechách.

Nadloží výplně kladensko-rakovnické pánve tvoří především platformní sedimenty české křídové pánve, menší měrou sem ale zasahují i terciérní uloženiny a neovulkanity podkrušnohorských pánví. Plošně rozsáhlý, avšak nepravidelně rozšířený a nejtenčí, je kvarterní pokryv tvořený převážně aluviálními uloženinami drobných vodních toků a deluviálními sedimenty (Pešek et al. 2001).



**Obr. 8:** Tektono-sedimentární model plzeňsko-trutnovského pánevního komplexu, (Opluštil et al. 2016a)

## 5.1 Kladenské souvrství

Kladenské souvrství je tvořeno fluvialními a podřízeně i jezerními uloženinami stáří duc-kmantu až kantabru. Výplň o průměrné mocnosti 333 m má typickou šedou barvu a zahrnuje dva samostatné členy oddělené hiátem (Pešek 1996, Opluštil et al. 2016a, Opluštil et al. 2016b).

### 5.1.1 Radnické vrstvy

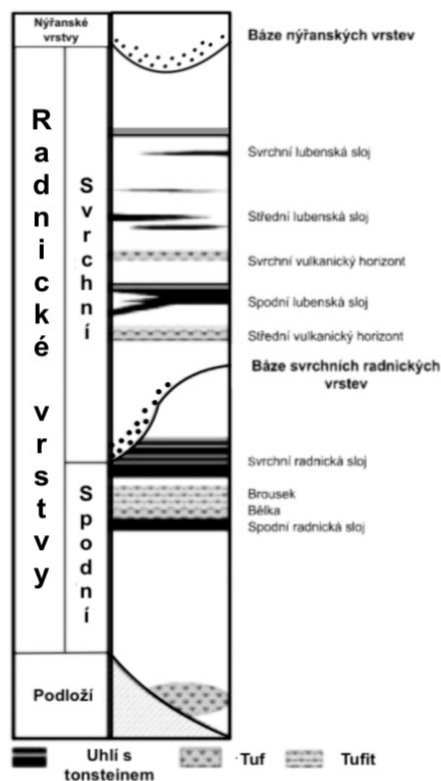
Radnické vrstvy jsou bazální jednotkou kladenského souvrství i celé karbonské výplně pánve (Obr. 9). Ukládaly se na nerovném podloží, což způsobilo jak jejich nepravidelné rozšíření, tak faciální a mocnostní (0–280 m) rozmanitost na vzdálenost i pouhých stovek metrů (Pešek 1996, Opluštil 2005a, Opluštil 2005b). Z genetického hlediska lze vrstvy charakterizovat jako výplň systému paleoúdolí, vytvořeného na povrchu předkarbonského podloží dlouhodobou erozí před začátkem sedimentace (Pešek 1996, Opluštil 2005a, Opluštil 2005b, Spudil 2006). V důsledku postupného vyplňování jednotlivých údolí a zvětšování plochy sedimentace je spodní hranice vrstev značně heterochronní (Pešek 1996). Vrstvy lze dělit na spodní radnické (sv. dukmant) a svrchní radnické (bolsov).

Sedimentaci spodních radnických vrstev „zahajují“ tzv. bazální brekcie, které tvoří proluviální až proluviálně-deluviální drobnozrnná až hrubozrnná klastika šedého, zeleného nebo červenohnědého zbarvení v písčito-jílovité matrix (Pešek et al. 2001, Pešek et Sivek 2012). Brekcií prokládají polohy pestrých aleuropelitů nebo ji vzácně nahrazují. Na těchto klastikách se uložilo radnické souslojí tvořené spodní a svrchní radnickou slojí. Spodní radnická sloj se na Kladensku označuje jako sloj základní. Dosahuje mocnosti až 6 m a je reprezentována popelinovým uhlím až páskovaným uhelným jílovcem s příměsí  $\text{FeS}_2$ . Výjimečně se zde objevuje i kvalitnější humitové uhlí. Svrchní radnická sloj se zde označuje jako sloj hlavní a dosahuje mocnosti až 11 m. Obsahuje několik tenkých proplátek vulkanického původu označovaných jako tzv. opuky (Pešek 1996). Uhlí sloje je humitové, převládá lesklé páskované, páskované a matné páskované uhlí (Havlena 1964, Pešek et Sivek 2012).

Spodní a svrchní radnickou sloj odděluje korelačně významný brouskový horizont. Jedná se o několik metrů mocný vulkanický komplex tvořený především tufy a tufity nažloutlé, světle šedé až bělavé barvy (Mašek 1973). Na bázi tohoto horizontu leží asi půl metru mocná poloha bělavého pískového krystalického tufu s kaolinickou základní hmotou označovaného jako bělka (Mašek 1973, Pešek et al. 2001). Na bázi tufu jsou zachovány zbytky karbonské uhlotvorné vegetace spodní radnické sloje (Opluštil et al. 2007, 2013). Nadloží bělky představuje brousek, který je tvořen jemnozrnnými sedimenty s příměsí vulkanického materiálu. Ty směrem do nadloží přecházejí až do jílovců (Mašek 1973).

Svrchní radnické vrstvy se usadily po krátkém hiátu, jenž je spjat s intra-westphalskou tektonickou událostí (Opluštil et al. 2016a, Opluštil et al. 2016b). Mají typickou cyklickou stavbu s několika metrů mocnými cykly. Některé z nich obsahují ve své svrchní části uhelné sloje lubenského souslojí. Lubenské souslojí tvoří spodní, střední a svrchní lubenská sloj. Uvedené sloje se místy štěpí do uhelných lávek, takže počet uhelných poloh ve vrtu může místy přesahovat i pět. Spodní a svrchní lubenská sloj obsahují na Kladensku až 20 cm mocný tufogenní proplátek (Opluštil et Vízdal 1995). V meziloží slojí se vyskytují až několik metrů mocné polohy vulkanoklastik tvořící výrazné korelační obzory (Mašek 1973). Mezi nejdůležitější vulkanogenní polohy lubenského souslojí patří vrstva černého tufitu v nadloží spodní lubenské (dolínské) sloje v okolí Slaného. Důležitý je také komplex ža-

ruvzdorných jílovců z okolí Kladna a Rakovníka. Jedná se o horniny téměř čistě kaolinitového složení, vzniklé redepozicí zvětralého vulkanického materiálu (Mašek et Kollert 1969, Opluštil 2015).



**Obr. 9:** Stratigrafie a hlavní litologické obzory radnických vrstev, upraveno z (Opluštil et al. 2005)

### 5.1.2 Nýřanské vrstvy

Nýřanské vrstvy odděluje od vrstev radnických hiát, který je spojován s leonskou fází, tektonickým eventem zaujímajícím přibližně sv. bolsov a spodní astur. Hiát se projevuje velmi mírnou diskordancí obou jednotek a na řadě míst i litologickým kontrastem v podobě nápadného zhrubnutí báze nýřanských vrstev. Z biostratigrafického hlediska je doloženo porušení kontinuity flóry (Němejc 1953) a absence floristické biozóny *Linopteris obliqua* (Opluštil et al. 2005, Opluštil et al. 2016a, Opluštil et al. 2016b). Bazální sedimenty vrstev se ukládaly na aluviální plošině s fluviálním systémem odpovídajícím divočícím řekám, v raných fázích sedimentace místy přerušovanou hřbety předkarbonského pánevního podloží. To způsobilo rozdílnou mocnost a heterochronost bazálních sedimentů této vrstevní jednotky (Pešek et Sivek 2012, Lojka et al. 2016). Mocnost nýřanských vrstev je v kladensko-rakovnické pánvi průměrně 230–455 m. Největší mocnosti, až kolem 500 m, dosahuje jednotka v centrální části pánve v okolí Peruče, severně od studovaného území.

Bázi nýřanských vrstev tvoří až několik desítek metrů mocný komplex konglomerátů s vložkami arkóz a arkózových pískovců až prachovců. Označuje se jako mirošovský obzor, který

se v největších mocnostech vyskytuje v okolí Roudnice nad Labem a Slaného. Naopak v okolí Kladna chybí. Jeho rozšíření v kladensko-rakovnické pánvi je tedy nepravidelné (Pešek 1996). Na bázi tohoto obzoru se místy vyskytují jen několik desítek centimetrů mocné slojky (Spudil 2006). Nýřanské vrstvy v nadloží mirošovského obzoru nebo tam, kde není mirošovský obzor vyvinut, tvoří arkózy, arkózové pískovce a prachovce (popř. jílovce) s uhelnými slojemi ve stropu některých cyklů. Barva aleuropelitů je nejčastěji šedá nebo také nazelenalá. Místy zastoupené červené aleuropelity lemují okraj původního sedimentárního prostoru a hřbety tehdy ještě vystupujícího proterozoického podloží pánve. To způsobuje v těchto oblastech neodlišitelnost nýřanských vrstev od následujícího, převážně červeně zbarveného týneckého souvrství (tzv. kačický vývoj nýřanských vrstev (Pešek 1994).

V nýřanských vrstvách se vyskytuje několik tenkých slojí, jejichž mocnost v kladensko-rakovnické pánvi obvykle nepřesahuje jeden metr. V plzeňské pánvi, kde se sloje nýřanských vrstev místy intenzivně těžily, jsou rozděleny do několika souslojí (Pešek 1994). Na bázi mirošovského obzoru se vyskytuje souslojí touškovské, v jeho nadloží pak souslojí nýřanské se dvěma až třemi slojemi o mocnosti do 2 m. Následuje souslojí chotíkovské, které zahrnuje místy až deset slojek mezi nýřanským a nejmladším nevřeňským souslojím. Nevřeňské souslojí ve stropu nýřanských vrstev obsahuje dvě sloje mocné až několik desítek centimetrů. Svrchní sloj místy doprovází tenká poloha kaolinizovaného tufu. Paralelizace souslojí nýřanských vrstev v plzeňské pánvi se slojemi této jednotky v kladensko-rakovnické pánvi nebyla dosud detailně řešena (Pešek 1996, Pešek et al. 2001). Na Slánsku proto použil Spudil (2006) pro jejich odlišení číslování a sloje ve stratigrafickém pořadí označil jako N1 – N6. V mirošovském obzoru se místy vyskytuje ještě starší slojka označená jako N0.

Pešek (1996) popisuje stavbu nýřanských vrstev jako cyklickou se základními cykly, které jsou nejčastěji dvoučlenné typu psamit – aleurit. Mocnost těchto základních cyklů mnohdy přesahuje 10 m, výjimečně dosahuje až 50 m (Pešek 1996). Tyto cykly jsou však laterálně nestálé a jen těžko korelovatelné na větší vzdálenosti. Ve snaze o podrobnější členění tohoto mocného fluviálního komplexu rozčlenil Spudil (1982) nýřanské vrstvy do šesti plošně stálějších neformálních jednotek, tzv. mezocyklů, číslovaných vzestupně N1 až N6. Mocnost každého mezocyklu se pohybuje kolem 40–50 m a jsou obvykle ukončeny uhelnou slojkou, často lokálního rozsahu. Bázi tvoří hrubozrnné pískovce, které se směrem do nadloží zjemňují až do prachovců a jílovců. Vnitřní stavbu těchto mezocyklů tedy tvoří 3 základní cykly typu a-b-c-d-e-d (a: konglomerát, b: psamit, c: aleurit, d: pelit, e: uhelná slojka). Slojky v průběhu mezocyklu většinou mají menší mocnost než slojka ve stropu mezocyklu.

## 5.2 Týnecké souvrství

Stáří týneckého souvrství je barruel až “saber“ a jeho sedimentace začíná až po hiátu, který je spjat s asturským tektonickým eventem (sv. kantabr – spodní „saber“, kasimov) (Opluštil et al. 2016a, Opluštil et al. 2016b). V typickém vývoji je hranice mezi nýřanskými vrstvami

a týneckým souvrstvím rozeznatelná na základě barevné odlišnosti obou souvrství. Tvoří ji ostrý přechod mezi šedými a načervenalými sedimenty. Na některých místech však bývá „barevně“ neodlišitelná (tzv. kačický nebo lounský vývoj). Důvodem jsou pestré sedimenty jak na bázi týneckého souvrství, tak na svrchu nýřanských vrstev (Havlena 1964, Pešek 1996). Souvrství tvoří 100–200 m červených fluviálních sedimentů, které se zejména při bázi příliš neliší od sedimentů nýřanských vrstev. Průměrná mocnost sedimentů dosahuje v kladensko-rakovnické pánvi cca 100 m (Pešek 1996). Sedimenty týneckého souvrství reprezentují především hrubozrnnou výplň říčních koryt, jež tvoří 8–10 m mocné, nahoru se zjemňují cykly. Ukládaly se v prostředí aluviální plošiny divočího toku se slabě vyvinutou a sezónně vysychající nivou (Opluštil et al. 2015). Na jejich ukládání mělo pravděpodobně velký vliv sezónní podnebí, což dokazují také lokálně se vyskytující pedogenní kalkrety (Skoček 1990). Uhlonosnost se v tomto souvrství objevuje jen zcela výjimečně, např. v takzvaných tatinských slojkách. Hojně se zde vyskytují slepence a tmavě zelené nebo skvrnitě aleuopelity, z kterých převládá prachovec. Havlena a Pešek (1975) rozlišili dva základní typy vývoje sedimentů týneckého souvrství: fluviální facie, kdy převládají konglomeráty, a facie lakustrinní s převahou červených či jinak zbarvených aleuopelitů. Horní hranice tohoto souvrství bývá ostrá a často se zde vyskytuje několik metrů mocný obzor červených aleuopelitů s karbonátovými konkrécemi (Pešek et al. 2001).

### 5.3 Slánské souvrství

Slánské souvrství, jež se dělí na jelenické, mšecké, hředelské, ledecké, kounovské a kamenomostecké vrstvy, se ukládalo během „saberu“ (Opluštil et al. 2016b). V některých částech pánve nelze souvrství z litologického hlediska takto členit, a proto se používá jednoduššího dělení souvrství na vrstvy jelenické, malesické (=mšecké a hředelské) a otrubské (=ledecké, kounovské a kamenomostecké) (Pešek 1996). Hranice souvrství je obvykle litologicky i barevně ostrá. Na rozhraní týneckého a slánského souvrství došlo k výrazné změně klimatu a s ním spojený rozvoj flóry, zešednutí sedimentů. Podle některých autorů je mezi oběma souvrstvími krátký, patrně lokální hiát (Martínek et al. 2017). Největší mocnost 227 m dosahuje slánské souvrství v okolí Kladna. V sedimentární výplni převládají jemnější typy sedimentů a objevují se zde i laminované jílovce (Skoček 1990, Lojka et al. 2010). Obnovuje se také vulkanická činnost a vznik uhelných slojí (Pešek, 1996, Pešek et al. 2001, Pešek et Sivek 2012).

Bazální jelenické vrstvy ostře nasedají na sedimenty týneckého souvrství. Jedná se o fluvio-lakustrinní uloženiny, které jsou místy cyklicky uspořádané. Tvoří je světle šedé až bělavé arkózy, arkózovité pískovce a šedé prachovce. Vzácně se objevují nazelenalé nebo hnědočervené skvrnitě aleuopelity a při okrajích pánve hrubozrnné slepence až brekcie. V maximální mocnosti až 170 m jsou vrstvy vyvinuty v mšensko-roudnické pánvi, kde také obsahují sloje mělnického souslojí s až pěti slojemi. Nejmocnější z nich se označuje jako

hlavní mělnická sloj a její průměrná mocnost je asi 2 m. V kladensko-rakovnické pánvi však toto souslojí není vyvinuto (Pešek 1996, Pešek et al. 2001, Pešek et Sivek 2012).

Malesické vrstvy tvoří šedé aleuropelity s vložkami většinou jemnozrnných pískovců. Jedná se o lakustrinní sedimenty o mocnosti 53–143 m, ve kterých lze rozeznat dvě po sobě následující litofacie vymezované někdy jako samostatné vrstevní jednotky – mšecké a hředelské vrstvy (Pešek 1996). Mšecké vrstvy tvoří zejména masivní jílovce, biogenně tence laminované jílovité prachovce s typickým střídáním světlé a tmavé barvy nebo jemně až středně zrnité pískovce se znaky eroze a velmi dobře vyvinutou gradací. Místy se objevují i vložky pelokarbonátů. Na Kladensku také obsahují jen několik milimetrů až centimetrů mocné polohy vulkanogenních hornin (Pešek 1972). Horniny mšeckých vrstev se ukládaly ve sladkovodním jezeře (Skoček 1990, Lojka 2009, 2010). Hředelské vrstvy tvoří střídající se prachovce, slabě kaolinizované a místy gradačně zvrstvené pískovce a tence laminované pískovce. Charakteristické jsou i projevy autoplastických deformací (Pešek 1996, Pešek et al. 2001, Pešek et Sivek 2012).

Otrubské vrstvy jsou fluviální až fluviolakustrinní komplex psamitů a aleuropelitů o mocnosti 40–129 m. Vyskytují se zde i uhelné sloje a několik poloh vulkanogenních hornin. Na většině plochy pánvi středních a západních Čech v nich lze vyčlenit tři odlišné litofacie označované jako samostatné vrstevní jednotky Nejstarší jsou ledecké vrstvy fluviálního původu. Jedná se o šikmo zvrstvené arkózovité pískovce a arkózy. Výjimečně se zde objevují vložky slepenců a aleuropelitů. Dále sem náleží 30–50 m mocné vrstvy kounovské. Tvoří je fluviolakustrinní bělošedé arkózovité pískovce až arkózy a aleuropelity s kounovským souslojím (Pešek 1996). To lze dělit na spodní a svrchní kounovské souslojí. Spodní kounovské sloje tvoří 1–3 sloje. Nejvyšší z nich se nazývá hlavní kounovská sloj, jež je někdy rozdělena do dvou lávek vrstvičkou vulkanogenního materiálu, tzv. kamínkem. V kladensko-rakovnické pánvi má hlavní kounovská sloj v těsném nadloží několik centimetrů mocný šedočerný bitumenní jílovec zvaný švartna. Svrchní kounovské sloje tvoří 1–2 tenké slojky. Nejmladší kamenomostecké vrstvy mají ne zcela jednoznačně dokázaný původ. Tvoří je načervenalé až nafialovělé slídnaté laminované pískovce a aleuropelity. Jejich mocnost bývá max. 10 m (Pešek 1996, Pešek et al. 2001, Pešek et Sivek 2012).

## 5.4 Líňské souvrství

Líňské souvrství se ukládalo po hiátu, který souvisí s intrastephanskou tektonickou událostí. Sedimenty se zde začaly ukládat ve svrchním gželu, případně později, a jejich ukládání pokračovalo až do asselu (Opluštil et al. 2016a, Opluštil et al. 2016b). Průměrná mocnost se v jednotlivých pánvích liší jednak z důvodu různé hloubky denudace, která narůstá směrem k jihu, a jednak z důvodu narůstající intenzity subsidence k severnímu okraji pánve (Pešek 1994). V kladensko-rakovnické pánvi dosahuje souvrství maximální mocnosti 1022,6 m.

Sedimenty líňského souvrství mají typickou červenou až rudočervenou barvu a jedná se především o prachovce a jílovce. Některé sedimenty mohou mít zelené skvrny. Místy hojně jsou polohy tufů a tufitů. Na Žatecku jsou pak známy i nálezy melafyrů, sopečných pum a lapil (Pešek et al. 2001). Na bázi souvrství bývají místy vyvinuty hrubozrnné polymiktní blahotické slepence. Nad nimi se vyskytují pestré, nevytříděné, hrubozrnné arkózy s obvykle s příměsí valounků o velikosti do 2 cm. Svrchní část souvrství tvoří hnědé, méně často i šedo-zelené, illitické jílovce a prachovce (Havlina 1964). V tomto souvrství jsou vyvinuty tři pestré obzory. Jedná se o pestrobarevné, skvrnité i šedé aleuropelity s vulkanity, karbonáty a silicity ukládané v jezerním prostředí. Obsahují živočišné zbytky a rostlinné otisky. V kladensko-rakovnické pánvi se vyskytuje jen nejstarší obzor klobucký a jeho součástí jsou místy až tři tenké slojky (Obrhel et Holub 1959, Pešek 1996, Pešek et al. 2001). Stratigraficky mladší obzory, zdětinický a stránecký, se v této pánvi nevyskytují.

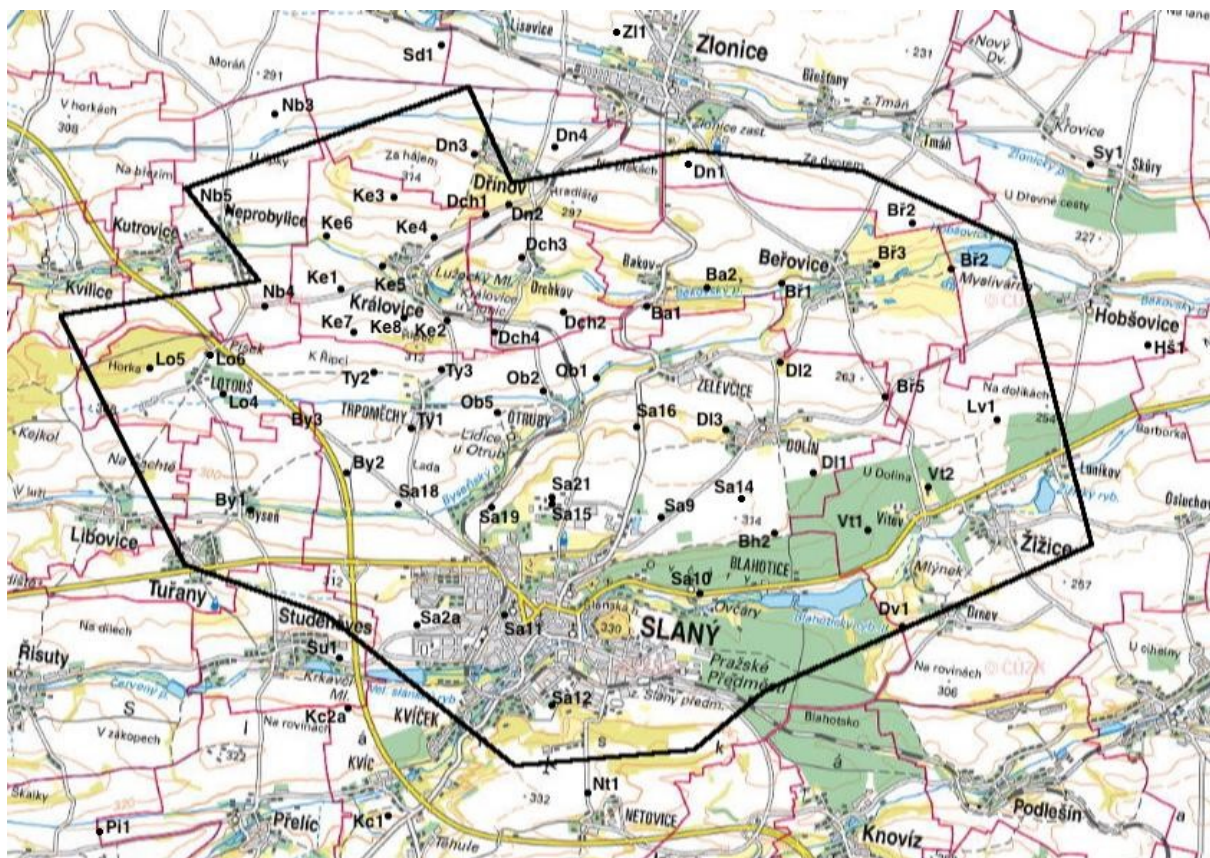
**Tab. 2:** Přehled mocností základních litologických jednotek v kladensko-rakovnické pánvi, (Pešek 1996)

litologická jednotka		kladenská část [m]	rakovnická část [m]
líňské souvrství		116,9–385,6	29,8–389,4
slánské souvrství		179,8–286,9	94,2–225,8
	otrubské vrstvy	39,5–62,6	46,1–128,2
	malesické vrstvy	88,2	52,9–143,1
	jelenické vrstvy	1,3–22,2	5,1–52,4
týnecké souvrství		158,8–197	94,4–245,1
kladenské souvrství		333,3	297–548,5
	nýřanské vrstvy	294,1–374,5	233–453,7
	radnické vrstvy	0–278,9	0–210,9



## 6 Vymezení a historie průzkumu ložiska Slaný

Studovaná oblast se nachází v severním okolí města Slaný a jedná se o výhradní ložisko černého uhlí B 3160700 (Spudil 2006). Nachází se v sz. části Středočeského kraje, při sv. okraji okresu Kladno (Obr. 10). Ložisko je součástí zlonické deprese, která svou jižní částí spadá do Slánské tabule a svou severní částí do tabule Perucké.



**Obr. 10:** Mapa zájmového území s vyznačením dobývacího prostoru bývalého Dolu Slaný a pozic hlubokých vrtů použitých v této práci. Zdroj: Mapová aplikace ČGS

Ložisko je dnes velmi dobře prozkoumáno a jsou o něm napsány desítky publikací i nepublikovaných zpráv. První etapa průzkumu probíhala již v 17. – 19. století a jednalo se v podstatě o průzkum a těžbu kounovské sloje vycházející na povrch při jižním okraji ložiska. Sloj zde byla ve výchozech sledována a těžena štolami či mělkými doly (Spudil 2006). Druhá etapa průzkumu probíhala v první polovině 20. století, kdy se začínalo vrtat do větších hloubek. Jednalo se o 6 vrtů, kdy dva byly dovtřeny do hloubky 300–400 m, těsně nad kounovskou sloj. Zbylé čtyři vrty zasahují až do podloží svrchnokarbonských sedimentů. Všechny vrty byly, bohužel, vyvrtány v místech s malou mocností uhelných slojí.

Třetí etapa průzkumu začíná po II. světové válce, kdy bylo hlavním cílem získat energetické suroviny a využívat germanium (popř. radioaktivní minerály), které se vykytuje v uhlí či jeho popelu. V této době začaly i první pokusy o využití aplikované geofyziky. V 50.

letech 20. století započal také intenzivní průzkum slojí radnických a nýřanských vrstev. Prvním provedeným vrtem byl vrt Su-1 (Studěňves). Na ten pak navazovaly vrty z roku 1956 – D11, Z11, Bř1, Sy1, Hš1, Vy1, a Ty1, které ukázaly většinou pouze malé mocnosti uhelných slojí (Salava 1965). Přesto se v průzkumu pokračovalo vyvrtáním dalších vrtů (Sa2a, Kc2a, Sa11, Sa12, Ke1, Ob1, By1, Bř2, Dn1, Dn2, D12, Vt1, Lv1), které již byly celkově úspěšnější z hlediska zjištěných uhelných zásob. V roce 1967 byly ještě provedeny vrty Nt1, Sa13, Nb3, Nb4 a Sd1. Veškeré tyto průzkumné práce zpracoval Salava (1965), Němeček (1967) z hlediska hydrogeologie a Andres (1967) z hlediska geofyziky. Cílek (1970) zhodnotil vrtné práce na vrtech Nb3, Nb4 a Sd1. V letech 1968–1972 došlo k omezení průzkumu v důsledku předpokládaného rozvoje jaderné energetiky a možnosti využívat kapalně a plynné energetické zdroje z bývalého Sovětského Svazu. To se však ukázalo jako nereálné a průzkum ložiska proto pokračoval od druhé poloviny 70. let 20. století až do let 90. (Spudil 2006). V rámci tohoto průzkumu bylo ve druhé polovině 70. let, kdy bylo odvrtno dalších 24 vrtů (Ba1, Bř3, Bř4, Dch1, Dch2, Ke2, Ke3, Ob2, Ob4, Sa15, Ty2, Ty3, Ba2, Bh2, Bř5, By2, By3, D13, Lo4, Sa14, Sa16, Sa18, Sa19, Vt1). Většina těchto vrtů však byla ve své svrchní části vrtána bezjádrově (Žbánek 1978). Následujícími průzkumnými pracemi byl báňsko-geologický průzkum z 80. let, který měl pomoci vybudovat nový důl v severním okraji města Slaný. Průzkum se měl skládat ze dvou etap. V první etapě byly vyhloubeny dvě jámy do hloubek 1007 m a 921,2 m. K druhé etapě však vzhledem k politickým a následně ekonomickým změnám a přehodnocení energetické potřeby státu vůbec nedošlo. Obě vyhloubené jámy byly proto nakonec počátkem 90. let zasypány a výstavba dolu ukončena. Souběžně s hloubením jam probíhala i poslední etapa vrtného průzkumu, zaměřená na upřesnění vývoje kounovských, nýřanských i radnických slojí. Během této poslední etapy bylo do roku 1990 vyvrtáno zbývajících 13 vrtů (Lb1, Ke4, Ke5, Ke6, Ke7, Ke8, Lo6, Dch3, Dch4, Dn3, Dn4, Ob5 a Nb5). Paralelně s průzkumnými pracemi probíhaly i práce technického charakteru a povrchový seismický průzkum (Kadlečík et al (1985, 1992). Probíhal výzkum na zlepšení procesu koksování, inovovaly se technologie a technologická zařízení a řešila se otvírka a příprava dobývacího prostoru.

Ložisko bylo v průběhu vrtného průzkumu i po jeho ukončení několikrát přehodnoceno z hlediska bilance zásob. Přehodnocení a závěrečné zprávy k vrtnému průzkumu prováděli např. Hnízdilová et al. (1980), Schmidt et al. (1981), Kollert et al. (1985), Spudil et al. (1987, 1990) a Kadlečík et al (1985, 1991). Počátkem 90. let došlo k definitivnímu ukončení vrtného průzkumu i postupnému uzavření a likvidaci hloubeného Dolu Slaný (Spudil 2006).

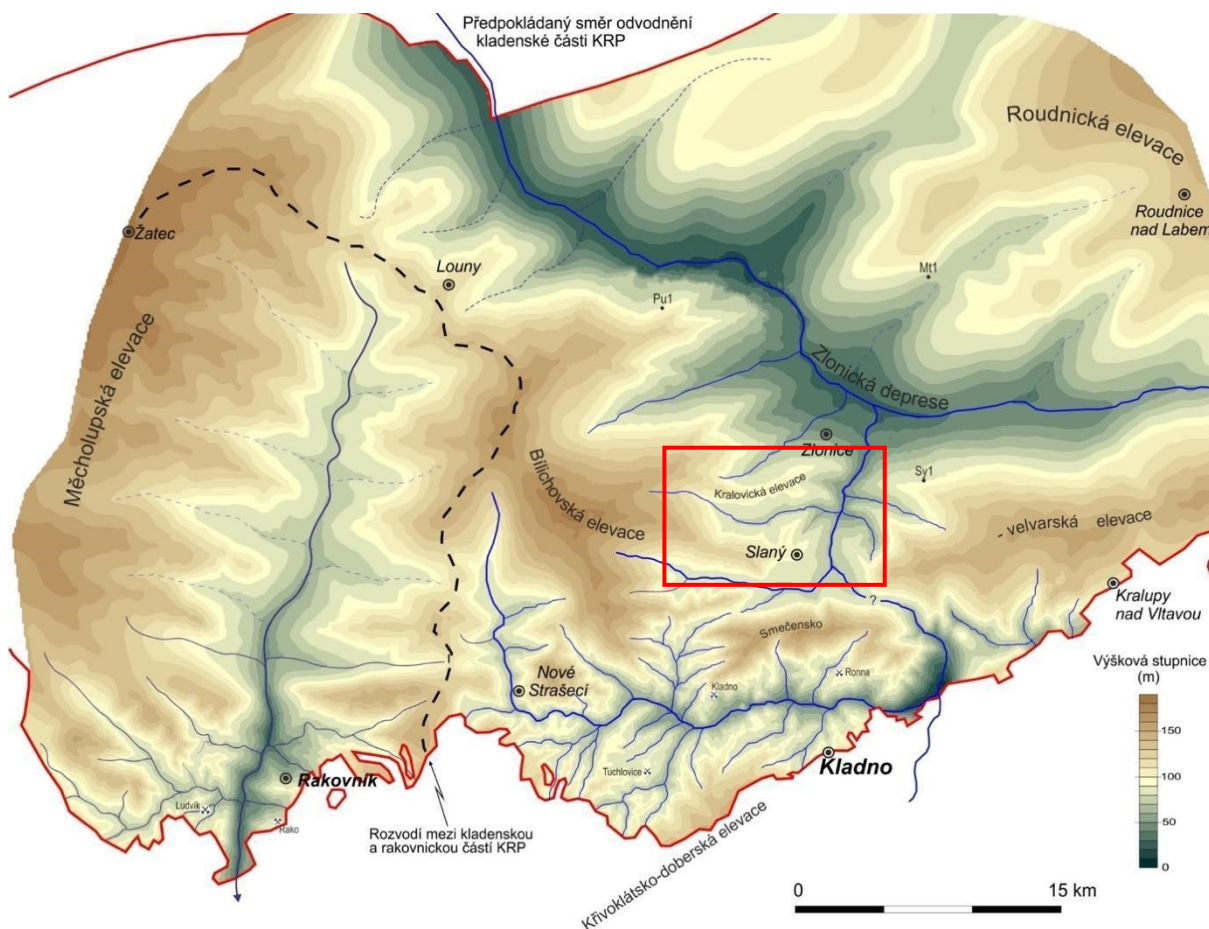
## 7 Geologická stavba ložiska Slaný

Studovaná oblast se v podstatě shoduje s územím uhelného ložiska Slaný, jež je nedílnou součástí kladensko-rakovnické pánve a sdílí s ní stejné litostratigrafické členění její permo-karbonské výplně. V níže uvedeném textu bude podána detailnější charakteristika jednotlivých litostratigrafických jednotek pouze s ohledem na jejich vývoj v místě ložiska Slaný. Zahrnuta je i stručná charakteristika pánevního podloží a pokryvných útvarů.

### 7.1 Podloží karbonu studované oblasti

Podloží permo-karbonské výplně kladensko-rakovnické pánve ve studované oblasti slánského ložiska tvoří svrchnoproterozoické, slabě metamorfované sedimentární horniny tepelsko barandienské oblasti (např. sericitické až fylitické břidlice), prostoupené žilkami sekrečního křemene, karbonátu a výjimečně i kaolinitu (Žbánek 1978, Pešek 1996). V menší míře se zde vyskytují i bazické vulkanity stejného stáří.

Reliéf na povrchu pánevního podloží tvoří jz. okraj zlonické deprese při styku se smečensko-velvarskou a bílichovskou elevací (Obr. 11). Výraznou elevací je i královický hřbet, který rozděluje tento úsek zlonické deprese na klobuckou a slánskou část. Paleoreliéf je výsledkem říčních erozí, které vytvořily údolí hluboká místy až ~200 m (Kautský a Spudil 1988, Opluštil 2005a, Opluštil 2005b). Paleoreliéf výrazně ovlivnil sedimentaci radnických vrstev i počátek sedimentace vrstev nýřanských.



**Obr. 11:** Paleoreliéf kladensko-rakovnické pánve před počátkem ukládání radnických vrstev. Červený obdélník vymezuje přibližně území slánského ložiska, (Opluštil 2005a)

## 7.2 Kladenské souvrství

Kladenské souvrství je nejstarším souvrstvím kladensko-rakovnické pánve i ložiska Slaný. Jeho průměrná mocnost ve studovaném území kolísá mezi 350–450 m. Nejnižší mocnost byla zjištěna ve vrtu Bh2 u Blahotic, kde činí 231,3 m. Největší mocnosti byly navrtány ve vrtech Ob1 (Otruby) 539,3 m, DI2 a DI3 u Dolína 511,8 m a Sa9 (Slaný) 509,3 m (Obr. 10) (Žbánek 1978). Souvrství tvoří převážně pískovce, dále pak prachovce, jílovce, slepence, tufogenní horniny a uhelná hmota. V oblasti ložiska jsou zastoupeny jak radnické, tak nýřanské vrstvy.

### 7.2.1 Radnické vrstvy

Radnické vrstvy tvoří bazální heterochronní komplex hornin, jejichž mocnost se pohybuje v důsledku členitého paleoreliéfu v rozmezí od 0 do 180 m. Největší mocnost byla zjištěna ve vrtu ZI1 (Zlonice) a nejmenší ve vrtu Hš1 (Hobšovice) (Spudil 2006). Vrstvy jsou tvořeny



brekciemi, drobami, drobovitými pískovci a prachovci, které mají typickou šedou až šedozelenou barvu. Vrstvy obsahují radnické a lubenské souslojí, které tvoří základ uhelných zásob celého ložiska. Radnické souslojí tvoří základní kladenská sloj (průměrná mocnost 0,79 m) a hlavní kladenská sloj, která se dělí na spodní a svrchní lávku o průměrné mocnosti 0,79 a 1,29 m. V nadloží je místy vyvinuta meziložní kladenská sloj o mocnosti až kolem 0,8 m. Lubenské souslojí je tvořeno spodní lubenskou slojí a skupinou středních a svrchní lubenských slojí. Jejich plošné rozšíření a vlastnosti jsou ovlivněny převážně morfologií předkarbonského reliéfu a typem sedimentace (Žbánek 1978). Svrchní hranice radnických vrstev je velmi těžko určitelná, protože zde chybí paleontologická data a ani litologický přechod do nýřanských vrstev není průkazný (Spudil 2006).

Vulkanogenní sedimenty se vyskytují ve třech obzorech – spodní (brouskový), střední (tufovo-tufitový) a svrchní (černý tufit) (Mašek 1973, Žbánek 1978). Brouskový obzor dosahuje mocnosti až 4,5 m. Jeho podloží většinou tvoří jílovce, prachovce a případně droby. Výjimečně je uložen přímo na základní kladenské sloji (vrt Bh2 u Blahotic). Střední obzor je vyvinut mezi radnickým a lubenským souslojím a vyskytuje se pouze v sv. a střední části ložiska, kde je tvořen tufy i tufity. V nadloží na něj často nasedá dolínská sloj. Černý tufit o mocnosti 0,6–4 m je vůdčím horizontem, který je vyvinut v nadloží dolínské sloje nebo nad peliticko-aleuritickými sedimenty ve stropu sloje, a je tvořen převážně tufity s organickou příměsí (Mašek 1973).

### 7.2.2 Nýřanské vrstvy

Nýřanské vrstvy dosahují v okolí Slaného mocnost 300–450 m (Žbánek 1978). Jejich mocnost stoupá od jihu k severu (Spudil 2006). Hranice mezi nýřanskými a radnickými vrstvami je přes svůj erozní charakter, zahrnující několik milionů let trvající hiát, obvykle nejednoznačně vymezená. V úseku předpokládané hranice převažují psefiticko-psamitické, cyklicky uspořádané, sedimenty bez uhelných slojí o mocnosti 10–40 m. Stratigrafická příslušnost tohoto úseku k radnickým nebo nýřanským vrstvám je nejasná a v závěrečných zprávách se označuje jako přechodová zóna (Spudil 2006). V jejím nadloží leží mirošovský obzor tvořený hrubozrnnými arkózovitými až drobovitými pískovci s valouny křemene a lyditu. Mocnost obzoru narůstá k severu, kde u Zlonic dosahuje až 140 m, zatímco jižně od Slaného, v okolí Netovic, se tyto sedimenty téměř nevyskytují (Spudil 2006). Sedimenty v nadloží mirošovského obzoru mají také cyklickou stavbu, ale na rozdíl od přechodové zóny a mirošovského obzoru obsahují uhelné sloje. Podle Žbánka (1978) jich může být kolem 5–15 o mocnostech 0,1–1 m. Vrtem Ba1 byla zastižena poloha popelového tufu, která může odpovídat černošedému tufitu zjištěnému ve vrtech Bř2, Sy1 a Hš1 (Obr. 10). Další vulkanogenní polohy byly zastiženy ve vrtech Bř5 a Dch2 (Žbánek 1978).

## 7.3 Týnecké souvrství

Týnecké souvrství má na Slánsku průměrnou mocnost 180 m, která se až na výjimky vyskytuje v celé oblasti. Báze souvrství je relativně ostrá a vyznačuje se výrazným zhrubnutím hamitů, místy až do pískovcových slepenců (Spudil 2006). Pravděpodobně jde o reakci na hiát spojený s tektonickou rejuvenací zdrojové oblasti. Hranici na základě barvy nelze spolehlivě odlišit, protože již sedimenty svrchní části nýřanských vrstev bývají nešedé, a naopak sedimenty báze týneckého souvrství mohou být místy šedé nebo obsahovat zuhelnatělou rostlinou drť – tzv. kačický vývoj (Havlena et Pešek 1975, Kautský et Spudil 1988). Zhruba uprostřed souvrství se vyskytuje poloha hrubozrnných sedimentů až slepenců. Ve spodní části je větší množství hrubších sedimentů, ve svrchní části se ukládaly sedimenty jemnozrnnější. Při stropu se objevují karbonátové polohy a konkrece (Spudil 2006).

## 7.4 Slánské souvrství

Slánské souvrství tvoří převážně lakustrinní sedimenty o průměrné mocnosti 220 m (Spudil 2006). Na ssz. a jjv. se mocnost uloženiny snižuje na 50 m.

Bazální sedimenty (tzv. jelenické vrstvy) tvoří psamity a aleuropelity o mocnosti 6–40 m. Byly zastiženy ve všech vrtech prováděných na ložisku Slaný (Žbánek 1978). Jejich barva je převážně zelená a signalizuje změnu klimatu. Vulkanické produkty, které se objevují v ostatních pánvích, na Slánku buď chybí primárně, nebo se nedochovaly (Spudil 2006). Následují mšecké vrstvy, tvořené typickými tmavě šedými až černošedými lakustrinními sedimenty s biogenní laminací o mocnosti 8–15 m. Na bázi je často vyvinuta vrstvička uhlí nebo uhelného jílovce s mocností max. 5 cm (Žbánek 1978). Objevují se zde několik milimetrů až centimetrů mocné vložky bílých popelových argilitizovaných tufů. Nadloží tvoří hředelské vrstvy o mocnosti kolem 100 m. Jde o poměrně hrubší uloženiny, které hrubnou směrem do nadloží. Ve spodní části převládají hnědošedé aleuropelity, ve svrchní jemnozrnné psamity a aleuropelity (Spudil 2006). Následují ledecké vrstvy o průměrné mocnosti 60 m, která směrem k S klesá. Tvoří je fluvialní až deltové sedimenty ukládající se v jezerním prostředí. Převážně se zde vyskytují světlé až bělavé hrubozrnné arkózovité pískovce a arkózy s kaolinitickým tmelem. Nadloží ledeckých vrstev tvoří sedimenty vrstev kounovských s fluviolakustrinními uloženinami o mocnosti 30–70 m. V nich se po celé ploše ložiska objevují nejčastěji 2–3 slojky oddělené 5–11 m mocným pískovcovým meziložím (Žbánek 1978). Hlavní sloj ve stropu obsahuje několik centimetrů mocnou polohu světlého argilitizovaného a sideritizovaného popelového tufu, označovaného jako „kamínek“. Na Slánsku se takových poloh vyskytuje několik (Spudil 2006).

Kamenomostecké vrstvy, které se ukládaly v závěru sedimentace slánského souvrství, jsou tvořeny převážně jemnozrnnými psamity a aleuropelity bez uhelných slojí. Jsou na rozdíl od kounovských vrstev pestře zbarvené (nazelenalé, načervenalé, hnědé), což může dokládat

postupnou změnu klimatu a sedimentárního prostředí, nebo také důsledek zvětrávání v průběhu hiátu mezi slánským a líňským souvrstvím. Spodní část vrstev stále ještě tvoří sedimenty lakustrinního původu, zatímco ve svrchní části převládají hrubší klastika (Spudil 2006).

## 7.5 Líňské souvrství

Líňské souvrství se ukládalo po hiátu a tvoří ho světlé, případně načervenalé psamity a cihlově červené aleuropelity. Výskyt slepenců je zde výjimečný (Žbánek 1978). Mocnost souvrství se v oblasti ložiska Slaný pohybuje v rozmezí od 0 do 450 m (Spudil 2006). Maximální mocnost tohoto souvrství byla zastižena ve vrtu Ke2, nulové hodnoty pak ve vrtech By1 a Dv1 (Obr. 10) (Žbánek 1978). Hranice je ostrá, ale její identifikaci komplikuje podobnost sedimentů kamenomosteckých vrstev a líňského souvrství, přestože sedimenty líňského souvrství jsou poměrně jemnozrnnější. V oblasti slánského ložiska je vyvinut pouze jeden ze tří pestrých obzorů – tzv. klobucký, jež se vyskytuje v zakleslých krách při severním okraji ložiska. Tvoří ho šedavé, zelenavé, karmínové či skvrnitě aleuropelity, které mohou obsahovat vulkanogenní horniny (zastiženo ve vrtu Dn2), karbonátové polohy a sili-city (Spudil 2006, Žbánek 1978).

## 7.6 Post-karbonské útvary

Nadloží tvoří nesouvislý pokryv sedimentů svrchní křídý o průměrné mocnosti 20–25 m. Jejich ukládání začalo po dlouho trvající denudaci území (Spudil 2006). Cenomanské kontinentální sedimenty (perucké vrstvy) představují převážně bazální pískovce a jílovce fluvio-álního původu. Výjimečně se objevuje i slojka uhlí. Mořské sedimenty (korycanské vrstvy) jsou reprezentovány prachovci a žlutavými pískovci. Při stropu vrstev jsou glaukonitické a mají nazelenalou barvu. Sedimenty turonského stáří (bělohorské souvrství) jsou tvořeny opět jílovci až pískovci, typickým sedimentem jsou však spongilitické slínovce označované jako opuky.

Na sedimenty křídý nasedají, spíše jen výjimečně, relikt sedimentů terciárního stáří. Hojnější jsou tělesa efuzivních hornin bazaltoidního charakteru – nefelinický haüynit s porfyrickou strukturou. Morfologicky tvoří kupy, z nichž nejvýznamnější je Slánská hora při jižním okraji ložiska a dále menší tělesa v sz. části ložiska, např. v okolí Královic. Nejmladší horniny jsou sedimenty kvartéru o mocnosti do 10 m. Jedná se o eluviální, deluviální, aluviální a eolické sedimenty tvořící nesouvislý pokryv o mocnosti do několika metrů.

## 7.7 Tektonická stavba ložiska Slaný

Sedimenty kladensko-rakovnické pánve, a tedy i slánského ložiska, jsou uloženy horizontálně nebo s úklonem  $5^\circ$  směrem k severu (Pešek et Sivek 2012). V případě radnických a spodních části nýřanských vrstev je však tento úklon dále kombinován s úklonem vrstev souvisejícím s předsedimentačním paleoreliéfem. Ten způsobuje různou orientaci vrstev a zároveň může generelní úklon vrstev zvyšovat či snižovat. Sedimenty uložené na jižních svazích předsedimentárních elevací mají úklon zpravidla menší a nebo dokonce opačně orientovaný než úklon generelní. K severu pak úklon vrstev může dosahovat místy až  $20^\circ$ .

Menší změny jsou také zřetelné po větších hiátech, mezi radnickými a nýřanskými vrstvami a také mezi slánským a týneckým souvrstvím (Spudil 2006). Diskordance mezi dalšími hiáty je pouze minimální. Celková tektonická stavba je tedy velmi komplikovaná (Pešek et Sivek 2012).

Celým ložiskem prochází několik zlomových struktur ssz. – jjv. směru, které byly aktivní převážně až postsedimentárně (Spudil 2006). Tyto zlomové struktury ovlivňují úklon sedimentů jednotlivých ker až o několik desítek stupňů, nebo úklon otáčí do jiného než hlavního směru (Spudil 2006). Průměrný sklon zlomových struktur je  $60\text{--}70^\circ$  a k posunu dochází v řádu jednotek až desítek metrů (Spudil 2006, Pešek et Sivek 2012). Výjimečně může posun dosahovat i něco málo přes 200 m. Disjunktivní struktury zde tvoří jak samostatné zlomy, tak zlomová pásma. Ta jsou často uspořádána do symetrických či asymetrických příkopových propadlin oddělených hráštěmi. Jemnější klastika jsou v blízkosti zlomů téměř mylonitizována, naproti tomu hrubozrnnější horniny se vyskytují ve formě úlomků. Tektonickou stavbu ložiska také ovlivnila synsedimentární a postsedimentární subsidence pánevního dna.



## 8 Cyklická stavba nýřanských vrstev

První poznatky o cyklické stavbě sedimentů nýřanských vrstev podal Maxant (1967) na základě karotážních měření z 60. let 20. století. Jeho výsledky byly využívány pro identifikaci slojí a jejich indexaci.

Cyklickou stavbou nýřanských vrstev se zabývali také Pešek (1968, 1996), Havlena a Pešek (1980) a Pešek et al (2001). Uvedení autoři nejčastěji popisují cykly jako dvoučlenné, typu b-c-b-c, jež mají zhruba stejné zastoupení hrubozrnných sedimentů i aleuropelitů. Mocnost základních cyklů s převahou hrubozrnných sedimentů přesahuje 10 m. Rozhraní cyklů bývá ostré, s projevy eroze. Méně časté jsou pak cykly b-c-d, (a)-b-c-d-e-b-c nebo a-b-c-b-c (a: konglomerát, b: psamit, c: aleurit, d: pelit, e: uhelná slojka).

Dalším autorem, který popisuje cyklickou stavbu nýřanských vrstev, je Bosák (1991), který vychází z Holuba et al. (1972) a Táslera (1981). Bosák studoval nýřanské vrstvy v mšensko-roudnické pánvi. Podle něj zde lze nýřanské vrstvy rozdělit na bazální úsek a pět základních mezocyklů (NRN 0 až NRN 5). Vzhledem ke snižující se mocnosti nýřanských vrstev k východu autor poukazuje na pokles počtu základních cyklů v jednotlivých mezocyklech. Bazální úsek NRN 0 tvoří heterochronní horizont hrubozrnných klastik. Tento úsek lze rozdělit na spodní a svrchní část. Spodní část tvoří rudohnědé, místy šedozelené prachovce s písčitou příměsí a polohy brekcií a slepenců. Svrchní část tvoří převážně prachovce až jílovce s polohami slepenců a uhelných jílovců. Mezocykly NRN 1 až NRN 5 tvoří cykly, které na bázi mají hrubá klastika. Tyto mezocykly obsahují 2–3 dílčí cykly.

Nejvýznamnější práce z hlediska cyklické stavby nýřanských vrstev však přináší Spudil (1982, 2006), který navazuje na představy o cyklické sedimentaci popsané Maxantem (1967) a využívá ji při prognóze hloubek uhelných slojí. Spudil vymezil dva typy cyklů různého řádu. Méně mocné cykly nižšího řádu označuje jako základní sedimentační cykly a cykly vyššího řádu jako mezocykly. Základní sedimentační cyklus má sled členů v pořadí a-b-c-d-e-d (a: konglomerát, b: psamit, c: aleurit, d: pelit, e: uhelná slojka) a tyto cykly dosahují mocnosti 10–20 m (Spudil 2006). Vyšší sedimentační cykly (mezocykly) jsou budovány třemi základními sedimentačními cykly a jejich mocnost kolísá v rozmezí od 40 do 60 m. Uhlenné slojky až sloje se vyskytují ve svrchní části základních cyklů, kromě mirošovského obzoru. Ten tvoří 1–3 základní sedimentační cykly typu (a)-b-c. Sedimenty nad mirošovským obzorem mají již charakteristickou cykličnost typu (a)-b-c-d-(e)-(d) a lze je seskupit do 6 mezocyklů označovaných stratigraficky N1 až N6. Sedimenty základních cyklů se zjemňují směrem do nadloží. Cyklická stavba tak vypadá následovně (Tab. 3):

**Tab. 3:** Sled členů základního sedimentárního cyklu pro jednotlivé části nýřanských vrstev v nadloží mirošovského obzoru (a: konglomerát, b: psamit, c: aleurit, d: pelit, e: uhelná slojka)

<b>Spodní část</b>	(a)-b-c-(d)
<b>Střední část</b>	b-c-d-(e)-d
<b>Svrchní část</b>	b-c-d-e-d, výjimečně c-d-e-d

Na bázi každého mezocyklu se vyskytuje vrstva hrubozrnnějšího psamitu, v závěru každého mezocyklu se téměř vždy vyskytuje uhelná sloj nebo její reprezentant, které slouží jako důležitá korelační vodítka. Spudil (2006) popisuje sloje v jednotlivých mezocyklech následovně:

### Sloje 0. mezocyklu

Slojka n0 se vyskytuje jen velmi vzácně (Kautský et Spudil 1988). Většina tohoto cyklu je totiž tvořena jen erozními spodními členy základních sedimentačních cyklů (slepenec, pís-kovec), jedná se o tzv. mirošovský obzor.

### Sloje 1. mezocyklu

Jedná se o první mezocyklus nad relativně monotónním souborem hrubých klastik mirošovského obzoru. Jeho hlavní slojí je sloj n1, která se vykytuje po celé ploše ložiska a má mocnost okolo 1–1,5m (Kautský et Spudil 1988). Je také významným korelačním horizontem s přesahem mimo území ložiska. Směrem k jihu se štěpí na dvě lávky. Největší mocnost sloje je v okolí královického hřbetu, kde byl nejmenší přínos klastického materiálu a sloj zde svojí mocností i kvalitou dosahuje dobytelných parametrů. Stratigraficky nižší uhelná poloha n1/0 je reprezentantem pouze lokální uhlotvorby. Vyskytuje se ve spodní části prvního mezocyklu.

### Sloje 2. mezocyklu

V tomto mezocyklu se vyskytují až tři uhelné polohy. Každá z nich vznikla na konci základního sedimentačního cyklu. Jsou označovány jako sloje n1/2, n2/1 a n2. Korelovat po celém území lze však většinou jen stratigraficky nejvyšší sloj n2. Její mocnost je 0,4–0,7 m. Tam, kde mocnost slojky přesahuje 0,6 m, přechází uhlí do uhelného jílovce až jílovce s obsahem organické hmoty.

### **Sloje 3. mezocyklu**

Tento mezocyklus obsahuje tři uhelné polohy, označované ve stratigrafickém sledu jako  $n_{3/2}$ ,  $n_3$  a  $n_{3^*}$ . Nejstarší uhelná poloha  $n_{3/2}$  nikde nesplňuje parametr sloje. Vyskytuje se zhruba uprostřed mezocyklu. Sloje  $n_3$  a  $n_{3^*}$  se vytvořily v závěru základního sedimentačního cyklu a mohou se dělit do dvou a více lávek. Největší uhlonosnost je sz. a v. části ložiska. Slojky lze relativně dobře identifikovat, jelikož se většinou vyskytují ve dvojici s meziložím asi 10 m.

### **Slojky 4. mezocyklu**

Mezocyklus obsahuje 1–4 uhelné polohy, jednotně nazývané  $n_4$ , a vyskytující se až ve svrchní části 4. mezocyklu. Na většině plochy ložiska jsou dva reprezentanty sloje. Na JZ ložiska se vyskytuje pouze jeden reprezentant sloje a na S a ve střední části jsou uhelné polohy 3 až 4.

### **Sloje 5. mezocyklu**

Ve svrchní části mezocyklů se objevují 2 uhelné polohy  $n_5$  a  $n_{5^*}$  o mocnosti několik decimetrů. Kvalita uhlí klesá s rostoucí mocností. Starší sloj se vyskytuje ve dvou úrovních  $N_{5/1}$  a  $N_{5/2}$  s meziložím o mocnosti 3–4 m. Kvalita mladší sloje  $n_{5^*}$  klesá směrem k S.

### **Slojky 6. mezocyklu**

Uhlonosnost tohoto mezocyklu je velmi nízká, ale sedimentační prostředí se nezměnilo. Pravděpodobným důvodem byla začínající aridizace klimatu. Jsou zde dvě uhelné polohy  $n_6$  a  $n_{6^*}$ . Poloha  $n_6$  má parametry sloje jen v severní části ložiska. Poloha  $n_{6^*}$  se vyskytuje těsně pod bází týneckého souvrství a její mocnost nepřesahuje 0,4 m. Většinou se jedná o uhelný ekvivalent.

## 9 Metodika

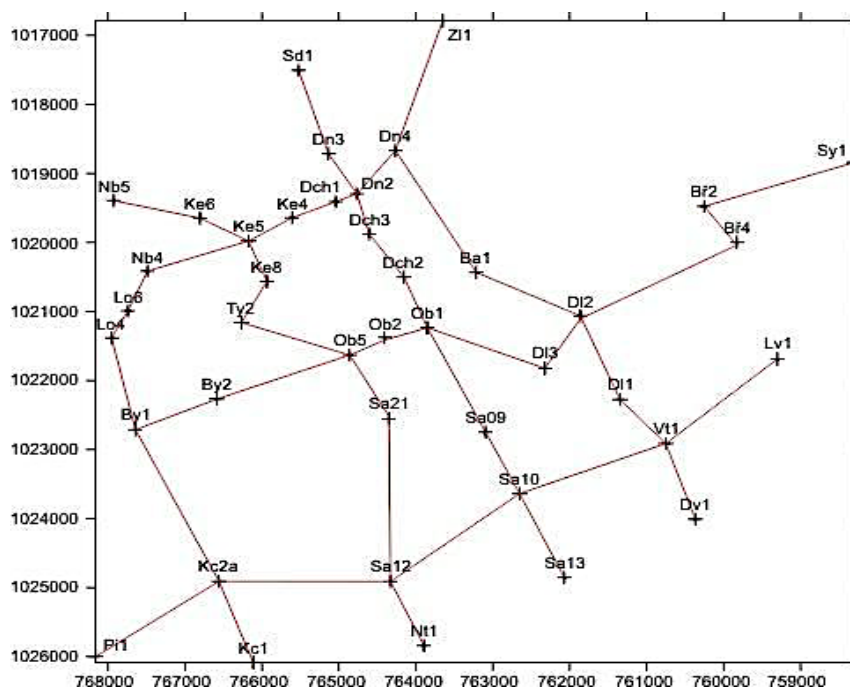
Prvním krokem byl výběr vhodných vrtů, které byly použity pro analýzu cyklické stavby nýřanských vrstev v oblasti slánského ložiska. Slánské ložisko bylo v období po druhé světové válce prozkoumáno hustou sítí karotovaných hlubokých vrtů, které poskytly základní datové informace o vývoji nýřanských vrstev ve studované oblasti. Nekarotované vrty z předchozích etap průzkumu nebyly do výběru zahrnuty. Celkem se podařilo vybrat 42 vrtů (Obr. 12), které zastihly nýřanské vrstvy v celé mocnosti a zároveň podle existujících tektonických schémat (Spudil 2006) nebyly výrazněji tektonicky ovlivněny. Druhým kritériem pro výběr vrtů bylo jádrové vrtání v celém úseku nýřanských vrstev. Jako zdroj informací o každém vrtu posloužily závěrečné zprávy o jednotlivých vrtech a souhrnná zpráva a korelační řezy Spudila (2006). Dokumentace vrtů pochází z archivu Geofondu České geologické služby a ze soukromého archivu školitele. Jedná se o grafické a textové profily vrtů z oblasti slánského ložiska vrtaných v letech 1958 až 1990.

Tyto vrty byly dále překresleny v programu CorelDraw pro účely konstrukce korelačních schémat. Každá „vrstva“ uvedená v psané či grafické dokumentaci vrtu byla překreslena formou obdélníku tak, že jeho šířka vyjadřuje zrnitost dané horniny (širší sloupec značí hrubší sediment) a výška představuje mocnost vrstvy. Jednotlivé sedimentární polohy byly od sebe odlišený barvou nebo výplní daného obdélníku. Překreslen byl interval nýřanských vrstev, včetně přilehlého několikametrového úseku podložních radnických vrstev a nadložního týneckého souvrství. Základem korelace vrstevní jednotky dominantně fluviálního původu byly především uhelné sloje a tufy. Identifikace uhelných slojí a jejich označení vychází ze zprávy Spudila (2006). Sloje jsou označeny kombinací písmene a číslice n1 – n6, kdy „n“ značí nýřanské vrstvy a číslo odpovídá mezocyklu, ve kterém se vyskytuje. Sloje, které jsou označovány „\*“ znamenají štěpení sloje. Tedy sloj, která se v průběhu řezu dělí na dvě nebo více lavic od sebe oddělených meziložím. Pokud je v rámci mezocyklu více uhelných poloh, jsou označovány „n/X“. Např. označení n2/3 značí, že sloj patří do druhého mezocyklu, ale svou polohou je blíže mezocyklu třetímu. Po provedení korelace mezi vrty byly v korelačních schématech vymezeny jednotlivé mezocykly v souladu s jejich definicí Spudilem (2006), kdy počátek mezocyklu tvoří poloha hrubého sedimentu a konec mezocyklu značí poslední jemnozrnný sediment nad nejvyšší uhelnou slojí. Každý mezocyklus byl označen písmenem N, což značí nýřanské vrstvy, a dále očíslován 0–7 podle jeho polohy. Nejnižší mezocyklus je tedy označen N0 a nejvyšší zde nově vymezený mezocyklus N7.

Pro každý mezocyklus byly vykresleny mapy mocnosti a písčitosti, jež posloužily jako podklad pro interpretaci sedimentárního i paleogeografického vývoje studovaného území v různých etapách sedimentace nýřanských vrstev. Parametr písčitosti, tj. procentuálního zastoupení pískovců v profilu, byl počítán ve dvou variantách. První varianta, tzv. celková písčitost, zahrnuje do výpočtu veškeré polohy pískovců a slepenců. Druhá varianta zahrnovala stanovení procentuálního podílu pouze ze středně a hrubě zrnitých pískovců a slepenců pro jednotlivé mezocykly v každém vrtu. Procentuální zastoupení hrubozrnných sedimentů a středně až hrubě zrnitých pískovců bylo spočteno podle vzorce:

$$\text{písčitost (\%)} = \frac{\text{mocnost hrubozrnných sedimentů}}{\text{mocnost mezocyklu}} * 100$$

Mapy mocnosti a obou variant písčitosti byly konstruovány v programu Surfer 11. Jako podklad sloužila tabulka s hodnotami mocnosti a písčitostí mezocyklů v jednotlivých vrtech (Příloha 8). Z těchto dat byly vybrány pouze takové části vrtů, které nebyly tektonicky porušeny. Z této plošně nepravidelné datové (vrtné) sítě byla pomocí funkce „grid“ vypočtena pravidelná datová síť bodů s krokem 50 m mezi jednotlivými body gridu. Jako metoda výpočtu gridu byla zvolena minimální křivost (Minimum Curvature). Z vypočteného gridu byly v témže programu sestaveny izoliniové mapy mocnosti a obou variant písčitosti. Extrapolované nereálné hodnoty písčitosti v okrajových částech území mimo vrtná data byly eliminovány nastavením limitních minimálních a maximálních hodnot v intervalu od 0 do 100 %. Podobně u map mocnosti byly vyloučeny extrapolované úseky mocnosti nastavením spodní hranice na hodnotu 0 m, ev. byly okrajové partie území „oříznuty“ pomocí funkce „blank“.

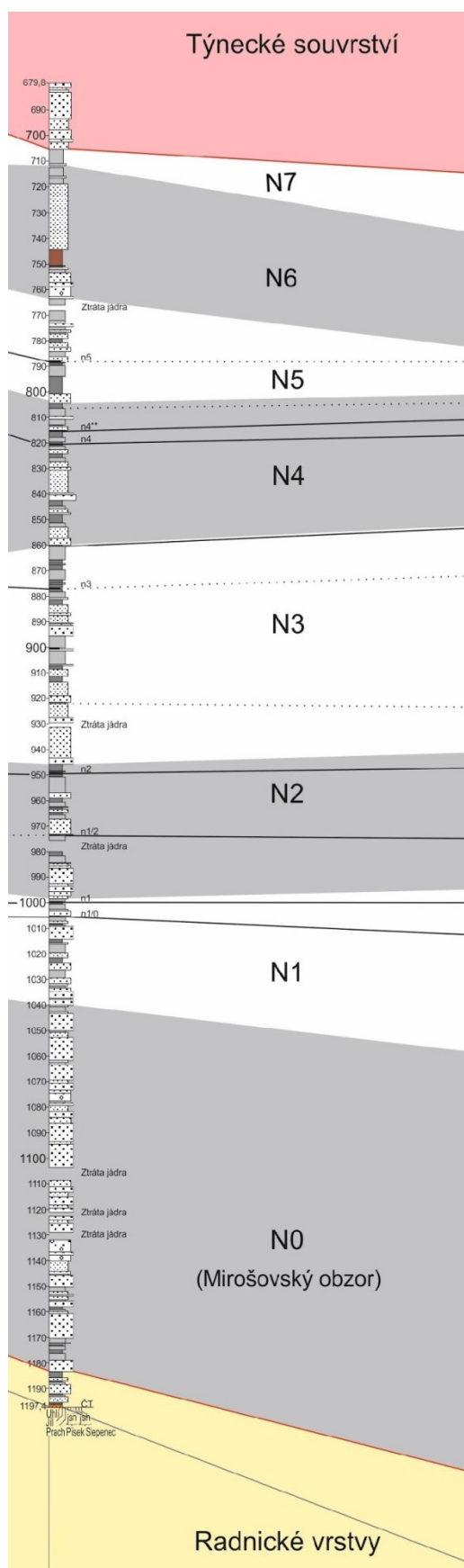


**Obr. 12:** Mapa vybraných vrtů a sestavených korelačních schémat nýřanských vrstev

K odhadnutí průměrné délky ukládání mezocyklů byla využita existující radioisotopická datování tonsteinů z uhelných slojí nýřanských vrstev v plzeňské pánvi, které Opluštil et al. (2016) koreluje se sloji n1 a n6 v oblasti ložiska Slaný. Datování tonsteinů metodou U-Pb CA-TIMS poskytuje v současné době největší známou přesnost s intervalem „spolehlivosti“ kolem 100 až 200 tisíc let. Tato přesnost umožnila stanovit aritmetický průměr trvání jednotlivých mezocyklů a stanovenou hodnotu využít k diskutování možných mechanismů, které mohly řídit vznik mezocyklů.

## 10 Výsledky

Z analýzy cyklického záznamu vycházejícího z korelačních řezů (Příloha 1) bylo v rámci nýřanských vrstev vymezeno celkem 8 mezocyklů označovaných jako N0 až N7 (Obr. 13). Z těchto mezocyklů je 6 plošně stálých, zatímco mezocykly N0 a N7 mohou místy chybět. Mezocykly jsou tvořeny 1 až 3 základními cykly, jejichž bázi tvoří hrubozrnný sediment, většinou slepenec, který postupně přechází do aleuropelitů a případně až do uhelné sloje nebo jejího reprezentantu. Každý následující cyklus má přitom tendenci k vyššímu podílu jemnozrnných sedimentů ve svrchní části. Nejvyšší z cyklů mezocyklu pak bývá obvykle nejméně „písčité“ a obsahuje také nejstálější a nejlépe vyvinutou uhelnou sloj. Sedimenty mezocyklů jsou většinou šedé, jen v mezocyklech N6 a N7 se vyskytují i sedimenty červeně zbarvené. Sloje se v celém mezocyklu vyskytují většinou tři, i když v některých místech se jedná pouze o uhelný jílovec nebo jílovec bohatý organickou hmotou. Hodnoty mocnosti a písčitosti jsou popsány v tabulce 4. Podrobněji je mocnost a písčitost pro každý mezocyklus a pro celé nýřanské vrstvy vykreslená v mapách (např. Obr. 14)



**Obr. 13:** Příklad profilu nýřanskými vrstvami na ložisku Slaný ve vrtu Dn4

**Tab. 4:** Hodnoty mocnosti a písčitosti jednotlivých mezocyklů

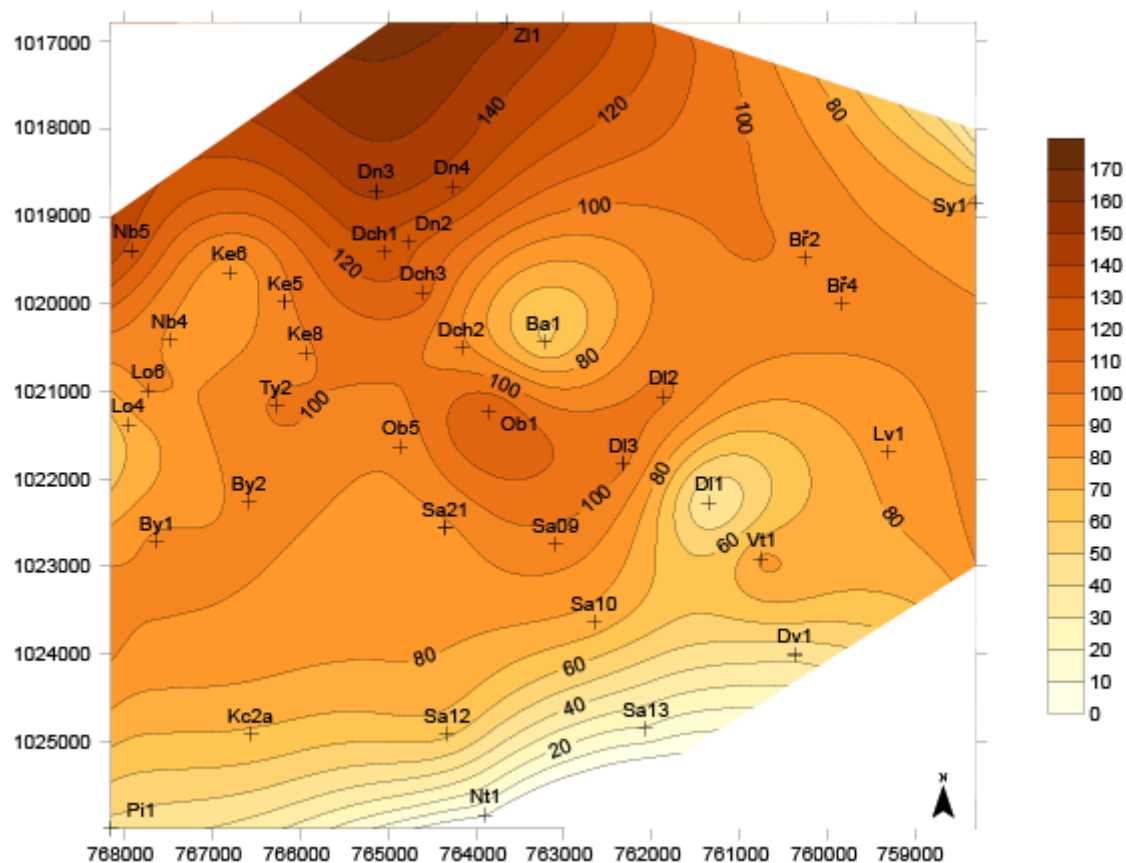
Mezocyklus	Mocnost [m]	Průměrná mocnost [m]	Písčitost [%]	Písčitost stř.–hr. zrnitých psamitů [%]
N7	0–32,65	19,56	0–100	0–92,16
N6	6,8–77,5	48,42	36,59–94,1	13,04–79,61
N5	12,5–67,5	40,74	0–92,39	0–78,97
N4	38,38–86,9	59,24	29,83–97,89	18,82–60,99
N3	26,8–89,2	67,80	39,22–93,49	27,24–65,96
N2	22,3–69,2	46,03	35,57–92,77	16,47–71,1
N1	6–64,5	43,27	13,33–96,47	0–84,91
N0	0–148,4	88,80	62,49–99,17	31,96–93,98

## 10.1 Mezocyklus N0

Mezocyklus N0 tvoří bazální část nýřanských vrstev. Tvoří ho převážně středně až hrubozrnné pískovce a slepence mirošovského obzoru. V celém mezocyklu se jemnozrnné uloženiny vyskytují pouze vzácně a mají obvykle zanedbatelnou mocnost. Procentuálně jejich obsah kolísá od 0,83 % do 37,51 %. Ve vrtech Ba1, Dch2, Dch3, Dn2, Ke5, Lv1, Sa10, Sa21, Ty2 byl zjištěn uhelný jílovec nebo uhelná slojka malé mocnosti. Báze tohoto mezocyklu je tvořena většinou hrubozrnnými pískovci; slepence či jemnozrnné pískovce se objevují výjimečně. Reliéf této hranice přesahuje až 100 m, převážně v místech podložních elevací radnických vrstev. Svrchní hranici mezocyklu tvoří obvykle regionální erozní plocha, následovaná hrubozrnným sedimentem (pískovec nebo slepenec) na bázi následujícího mezocyklu, v nadloží jemnozrnného sedimentu ve stropu podložního mezocyklu.

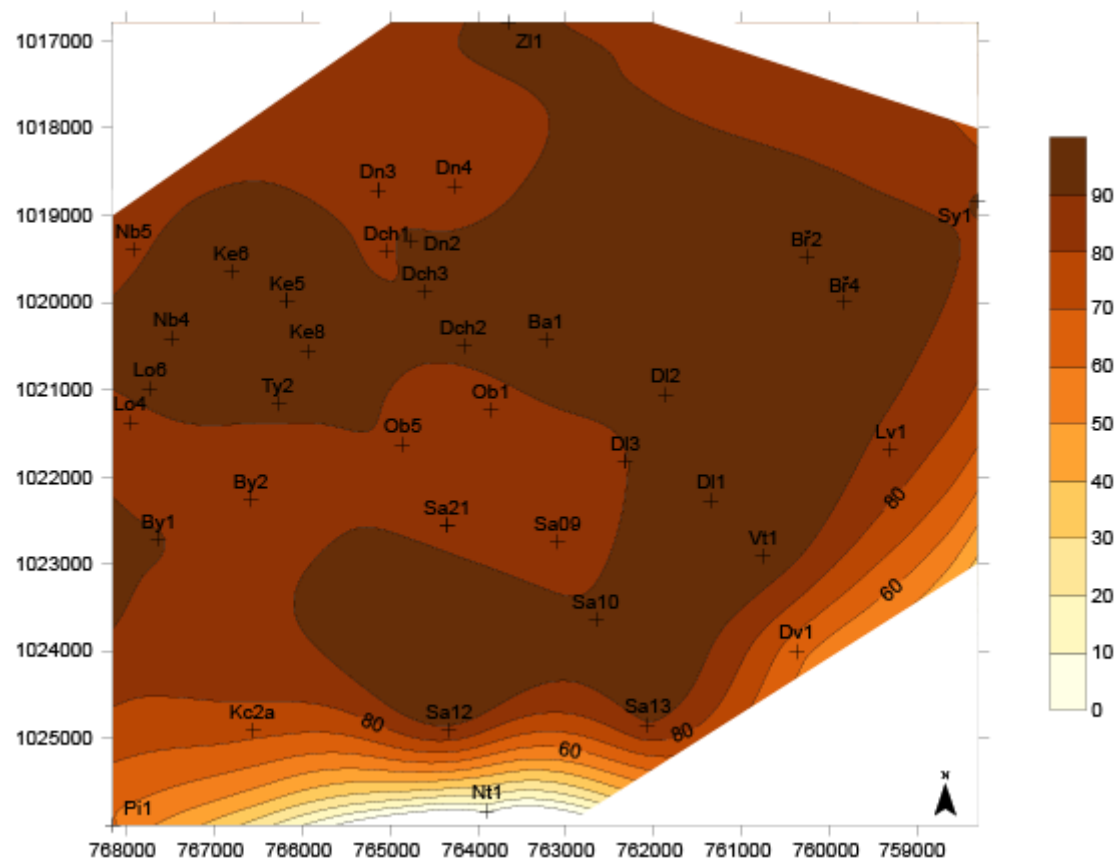
Mocnost mezocyklu (Obr. 14) v ploše ložiska kolísá od 0 do 148,4 m. Mezocyklus chybí v místech vrcholových partií elevací pánevního podloží ve vrtu Nt1 (smečenská elevace). Průměrná mocnost mezocyklu je asi 90 m. Mapa mezocyklu ukazuje zvýšené mocnosti v severozápadní části ložiska. Celkově mocnost zvolna narůstá od jihu směrem k severu až severozápadu.



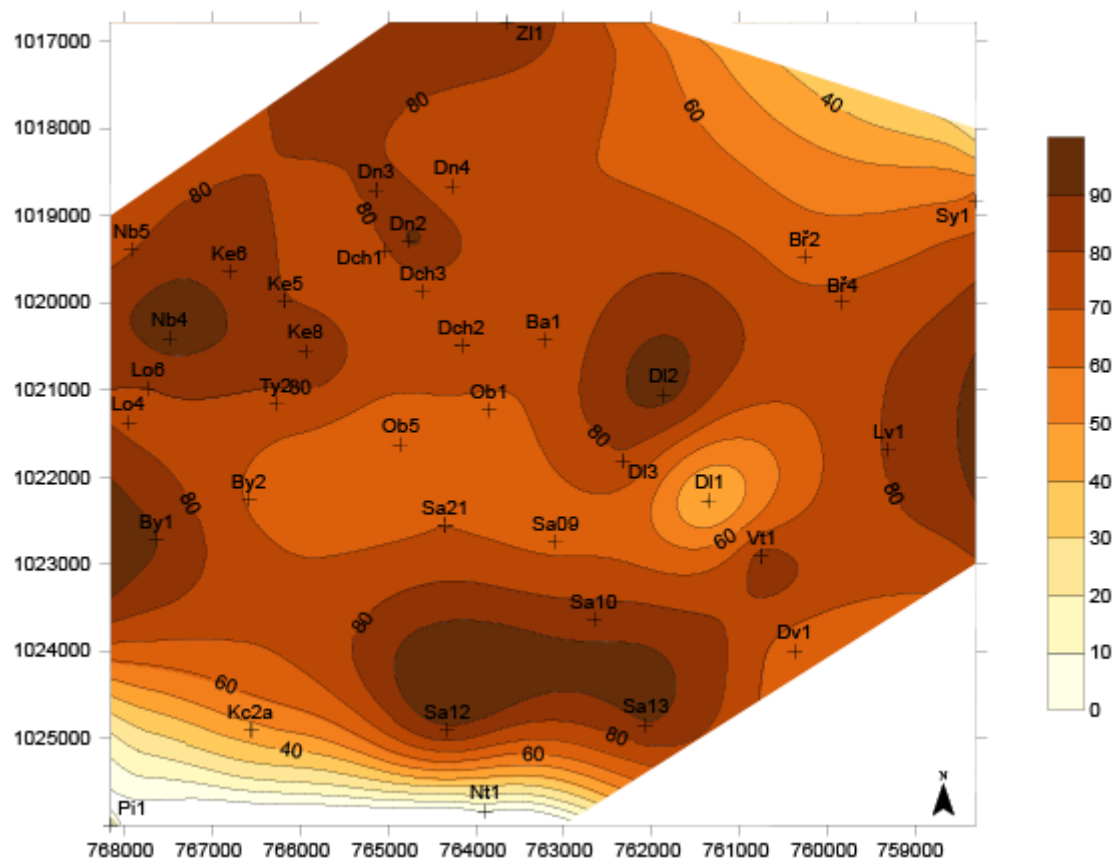


**Obr. 14:** Mapa mocnosti mezocyklu N0. Legenda: mocnost v m

Písčitost mezocyklu (Obr. 15) je 62–99 %, kdy 32–94 % tvoří středně až hrubozrnné pís-kovce (Obr. 16). Písčitost téměř po celé ploše ložiska přesahuje 90 %. Jen v jihovýchodním a jihozápadním okraji klesá k 60 %. Zastoupení střednozrnných až hrubozrnných psamitů má průměrnou hodnotu 70 %. Zvýšené množství psefitů a psamitů způsobuje také celkové zvýšení mocnosti tohoto mezocyklu. Cyklická stavba tohoto mezocyklu je velmi nevýrazná.



*Obr. 15: Mapa celkové píščitosti mezocyklu N0. Legenda: píščitost v %*



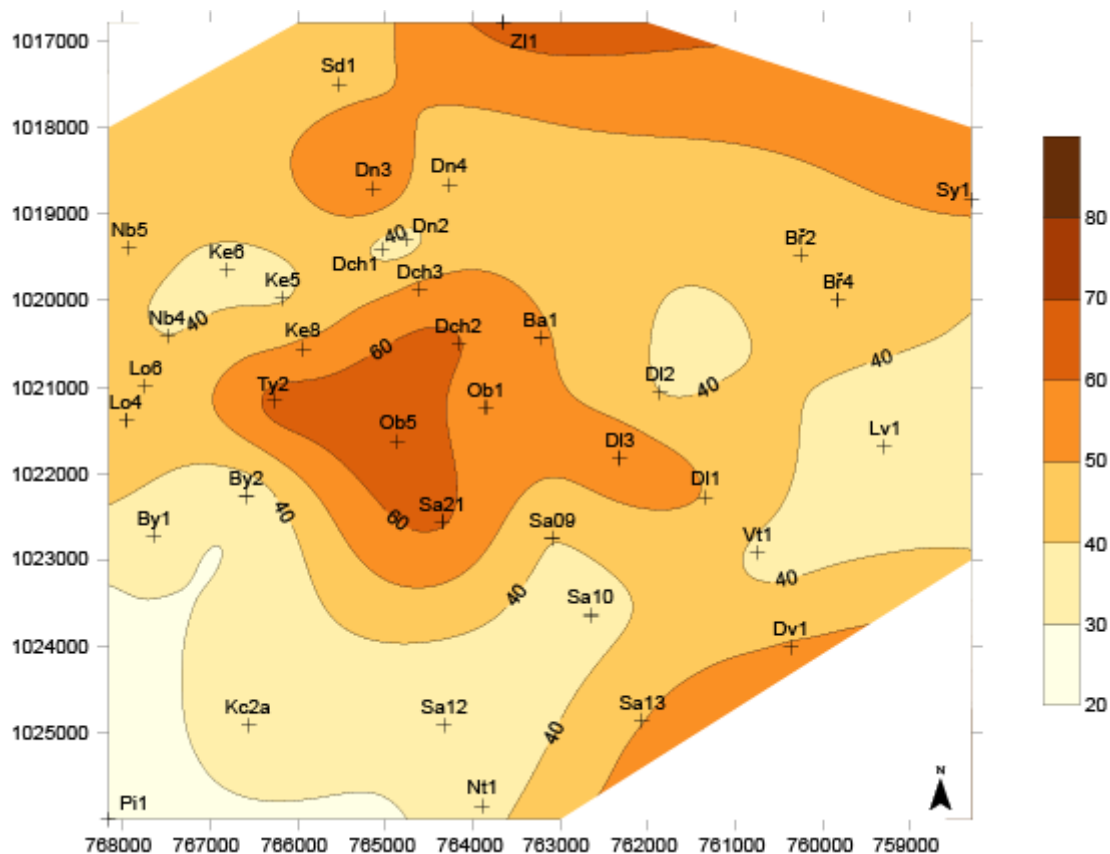
**Obr. 16:** Mapa písčitosti střednozrnných až hrubozrnných psamitů mezocyklu N0. Legenda: písčitost v %

*Interpretace:* Značné rozdíly v mocnosti i písčitosti jsou způsobeny paleoreliéfem vytvořeným na povrchu radnických vrstev v době hiátu mezi radnickými a nýřanskými vrstvami. V západní a jižní části území jsou součástí předsedimentačního paleoreliéfu mezocyklu též horniny barrandienského proterozoika, tvořící královickou elevaci na západě a smečenskou elevaci na jihu území. Mezocyklus N0 tak představuje výplň paleoúdolí. To bylo vyplňováno převážně fluviálními hrubozrnnými sedimenty. Mocnost výplně roste k severu, což odpovídá i pozorování Peška (1996) a Spudila (2006), a kde lze předpokládat největší subsidenci. Říční toky pravděpodobně splavovaly extrapánevní zvětraliny a ukládaly je v depresích paleoreliéfu jako tzv. mirošovský obzor. A/S poměr byl menší než 1 a ze všech mezocyklů nýřanských vrstev měl patrně nejnižší hodnotu. Převažují proto hrubozrnná klastika, jejichž ukládání nedovolovalo vzniku výraznější cyklické stavby mezocyklu N0. Jemnozrnný materiál byl proudem odnášen mimo studované území. Část sedimentů mezocyklu N0 tvoří svahové uloženiny transportované splachy či sesuvy. Značné rozdíly v mocnosti ukazují, že spodní hranice mezocyklu je výrazně heterochronní.

## 10.2 Mezocyklus N1

Mezocyklus N1 se vyskytuje v nadloží mezocyklu N0 a jedná se o první mezocyklus s výrazněji vyvinutou cyklickou stavbou. Ve všech vrtech je vyvinuta uhelná sloj n1, která je někdy v podloží doprovázena slojí n1/0 nebo v nadloží slojí n1\*. Báze tohoto mezocyklu je položena na spodu hrubozrnného sedimentu v nadloží stratigraficky nejvyššího jemnozrnného sedimentu mezocyklu N0. Většinou se jedná o hrubozrnné pískovce nebo slepence. Svrchní hranici tvoří hrubozrnný sediment v nadloží prachovce či jílovce, který je vyvinut nad nejvyšší uhelnou slojí. V tomto případě tedy nad slojí n1 nebo n1\*. Tento mezocyklus obsahuje 1–3 základní cykly, jejichž mocnost dosahuje 10–15 metrů. Počet základních cyklů klesá k jižnímu až jihozápadnímu okraji ložiska.

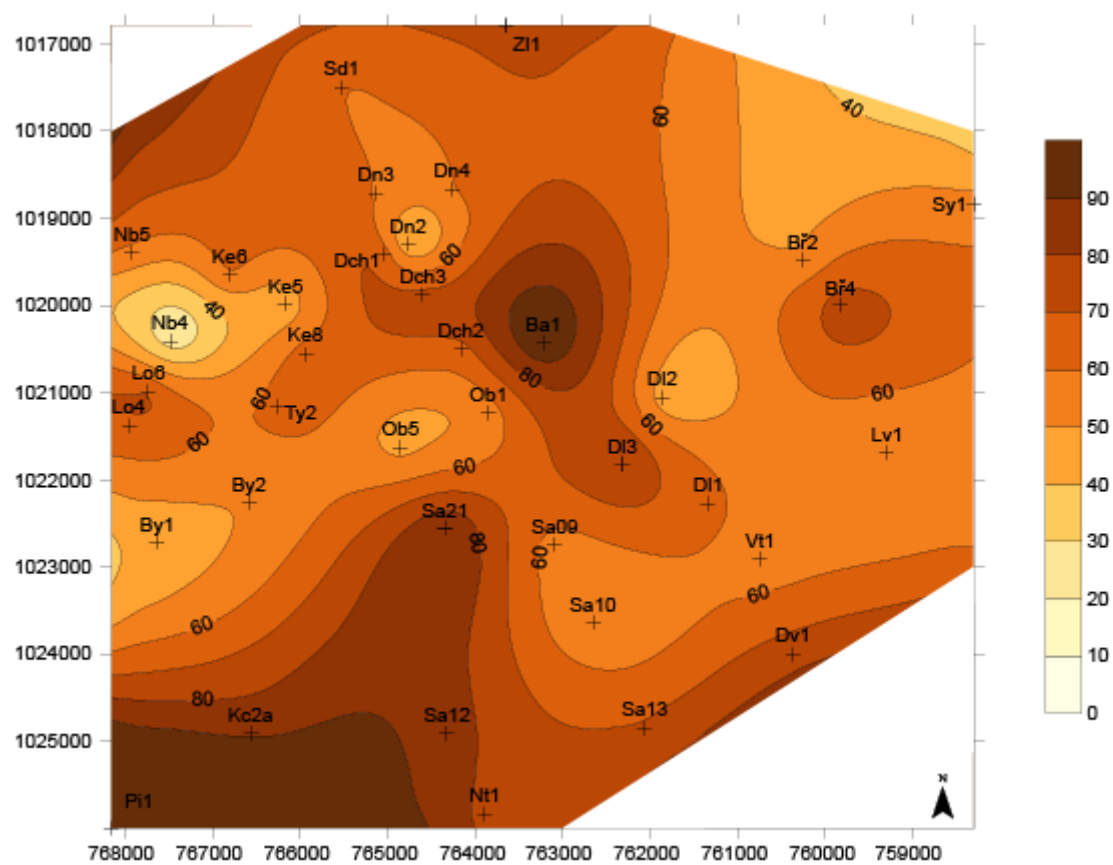
Mezocyklus N1 (Obr. 17) je 6–64,5 m mocný, s průměrnou hodnotou 43,27 m. Maximální mocnost se vyskytuje ve středu ložiska v okolí vrtů Ob1, Ty2, Sa21 a Dch2 a také na severovýchodním okraji ložiska. Nadprůměrné mocnosti jsou pak také na jihovýchodním okraji ložiska.



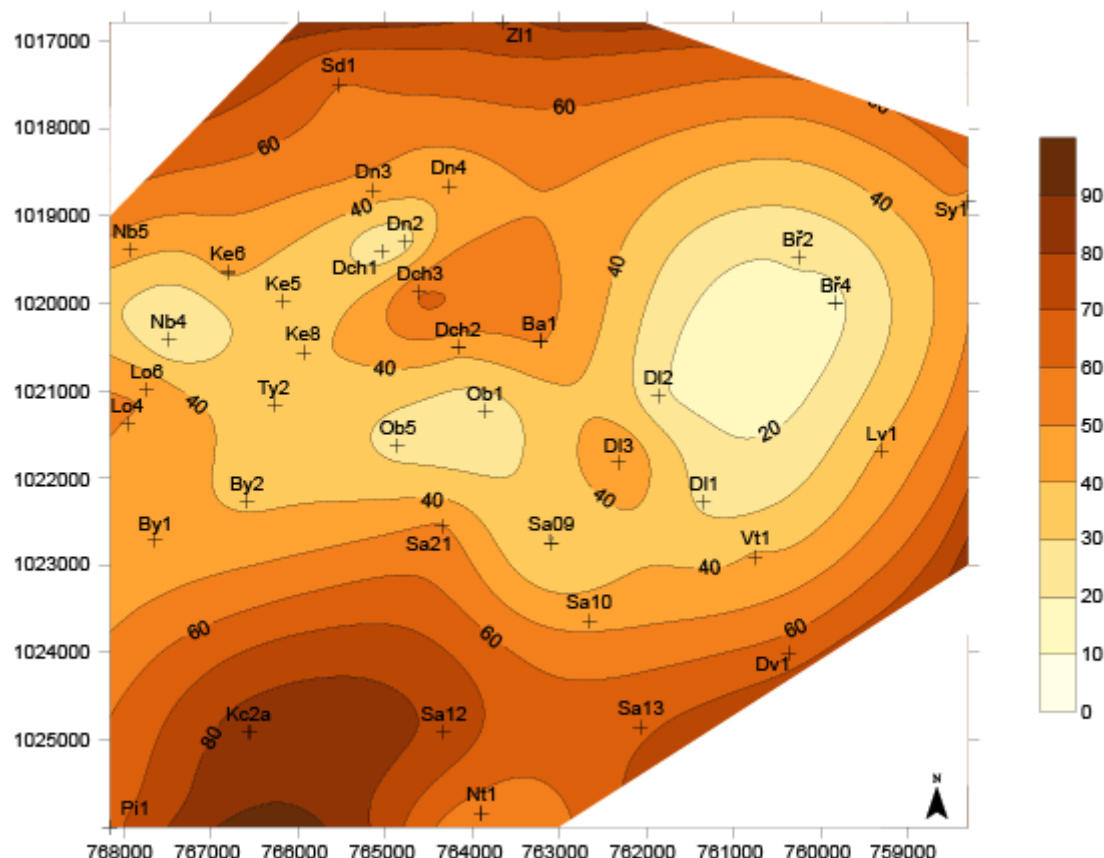
Obr. 17: Mapa mocnosti mezocyklu N1. Legenda: mocnost v m

Písčitost tohoto mezocyklu dosahuje 13–96 % (Obr. 18). Největší zastoupení pískovců a slepenců je ve střední části ložiska, kde tvoří 2–3 km široký pruh s hodnotami písčitosti 80–90 %. Tento pruh prochází ložiskem od jihu až jihozápadu k severu. Minimální písčitost se vyskytuje na západním okraji ložiska v okolí vrtu Nb4. Podíl střednozrnných až hrubozrnných

pískovců je 0–85 % a roste od středu (max 40 %) k severnímu i jižnímu okraji ložiska (max. 97 %) (Obr. 19).



**Obr. 18:** Mapa celkové písčitosti mezocyklu N1. Legenda: písčitost v %



**Obr. 19:** Mapa písčitosti střednozrnných až hrubozrnných psamitů mezocyklu N1. Legenda: písčitost v %

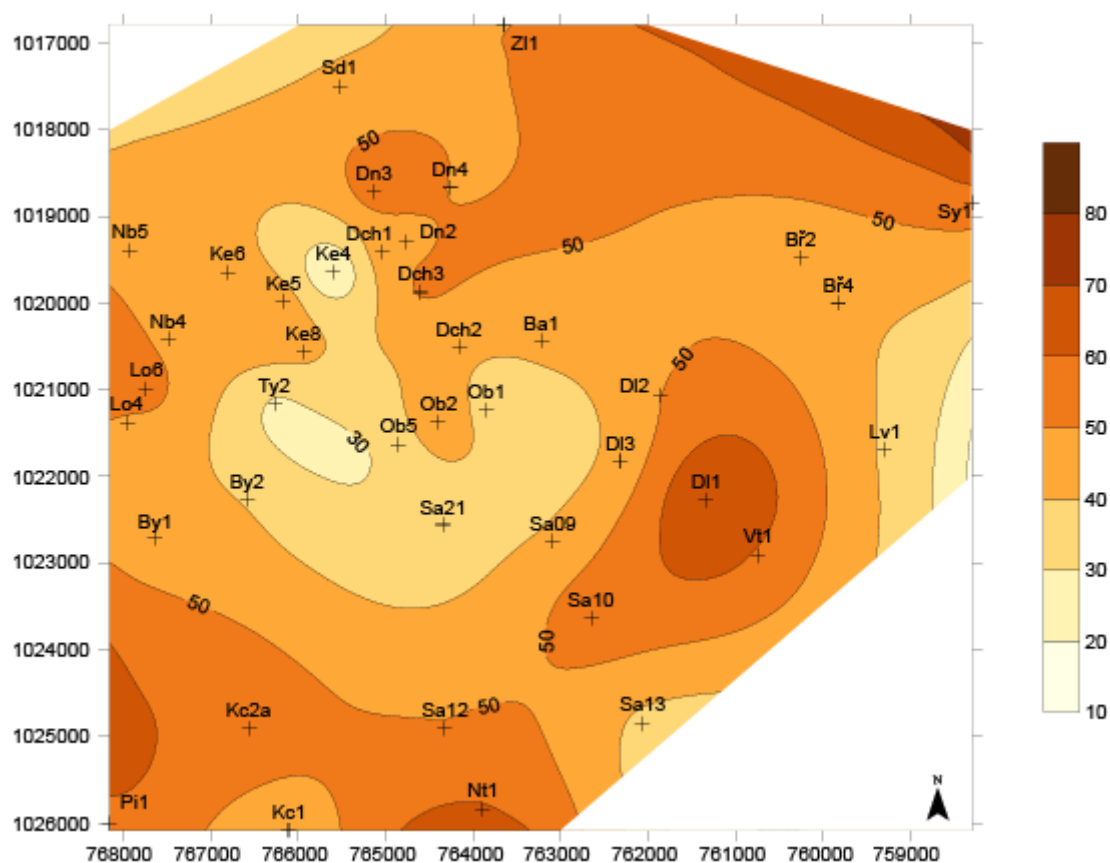
*Interpretace:* Během ukládání mezocyklu N1 byly pravděpodobně aktivní dva synsedimentární pánevní zlomy zhruba severovýchodního a východozápadního směru, což způsobilo větší subsidenci v jejich blízkosti. Tento trend lze sledovat na mapách písčitosti, kdy směrem k místu zvýšené subsidence přibývá množství pískovcových těles (Van den Belt et al. 2015). V tomto rychleji poklesávajícím segmentu také pravděpodobně protékala řeka. V porovnání s paleogeografickou mapou radnických vrstev z práce Opluštila (2005), která popisuje podobný trend, by dva menší říční toky oddělené elevací odpovídaly interpretaci konstruovaných map, kde zvýšené mocnosti hrubších sedimentů naznačují řeku severovýchodního i východozápadního směru. Počátkem sedimentace mezocyklu se v jv. části ložiska patrně projevoval vyčnívající paleoreliéf, který ovlivnil tok řeky a zároveň přínos klastického materiálu řekou. V průběhu sedimentace však byla i tato část paleoreliéfu překryta sedimenty mezocyklu, který se tak rozšířil na celé sledované území.

## 10.3 Mezocyklus N2

Mezocyklus N2 obsahuje 2–3 uhelné sloje. Výjimečně se vyskytuje pouze jediná sloj, což je způsobeno erozí svrchní části mezocyklu N2 bazálními sedimenty mezocyklu N3 či lokálními podmínkami, které neumožňovaly tvorbu rašeliny, ale jen ukládání jílovce bohatého

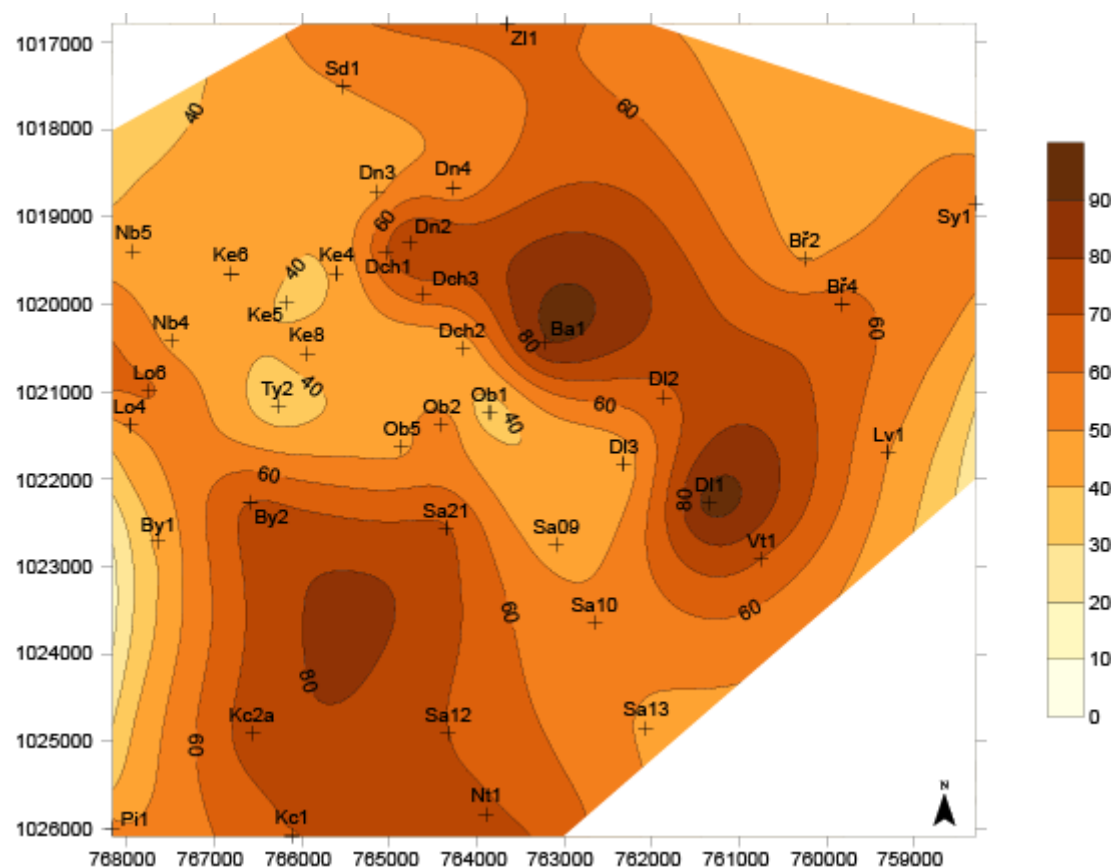
organickou hmotou. Sloje v tomto mezocyklu jsou pojmenovány ve stratigrafickém pořadí n1/2, n2/1 (popř. n2/1\*) a n2 (popř. n2\* nebo n2\*\*). Báze tohoto mezocyklu je definována erozní plochou v podloží hrubozrnného sedimentu, v nadloží jemnozrnných uloženin předchozího mezocyklu N1 obsahujícího sloje n1 nebo n1\*. Svrchní hranice leží na bázi hrubozrnného sedimentu v nadloží jemnozrnného sedimentu, nad stratigraficky nejvyšší uhelnou slojí tohoto mezocyklu (většinou n2\* nebo n2\*\*). Tento je tvořen většinou třemi základními cykly. Jejich počet je v prostoru ložiska stálý, pouze ve vrtu D1 1 je redukován na dva základní cykly. Tyto základní cykly mají mocnost 10–15 metrů.

Mocnost mezocyklu N2 je 22–69,2 m a její průměrná hodnota je 46,03 m (Obr. 20), čímž se příliš neliší od mocnosti mezocyklu N1. Mezocyklus N2 má největší mocnosti v jižní části ložiska, kde její hodnota narůstá až k 70 m. Nejnižší mocnosti, až kolem 30 m, jsou ve středu ložiska, kde vytvářejí pruh ve směru SZ–JV. Redukované mocnosti se také objevují v jv. části území.



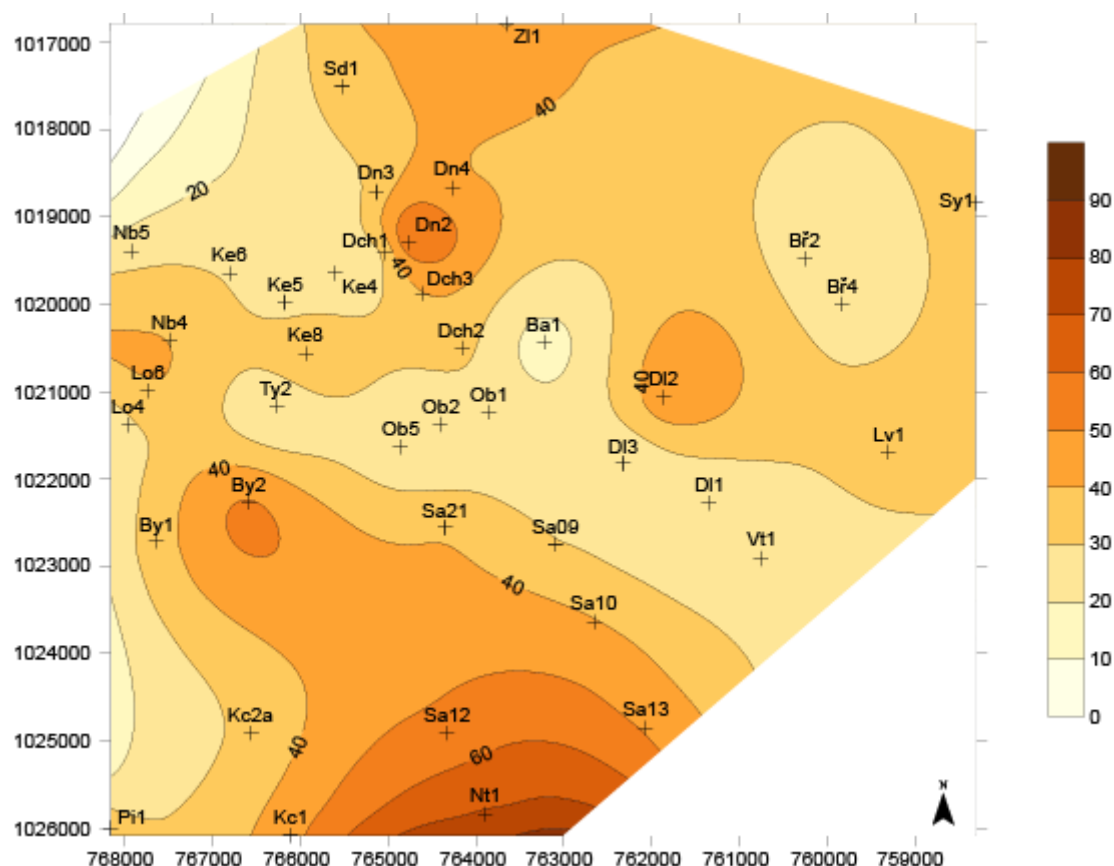
**Obr. 20:** Mapa mocnosti mezocyklu N2. Legenda: mocnost v m

Písčitost mezocyklu N2 je 36–93 % (Obr. 21). Nejvyšší písčitost se vyskytuje v centrální části ložiska a je rozdělena na severní a jižní část klínovitým územím s nižší písčitostí o hodnotách kolem 30 %. Severní část dosahuje maximální písčitosti přes 90 %, zatímco v jižní části nepřesahuje hodnota písčitosti 80 %. Středně až hrubě zrnité psamity jsou oproti předchozím mezocyklům (Obr. 22) v tomto mezocyklu zastoupeny v menší míře (16–71 %). Větší akumulace je pak jen na jihu ložiska. Písčitost tohoto mezocyklu narůstá od severního okraje ložiska k jižnímu okraji. Minimální písčitost tvoří pásmo ve směru Z-V.



*Obr. 21: Mapa celkové písčitosti mezocyklu N2. Legenda: písčitost v %*





**Obr. 22:** Mapa písčitosti střednozrnných až hrubozrnných psamitů mezocyklu N2. Legenda: písčitost v %

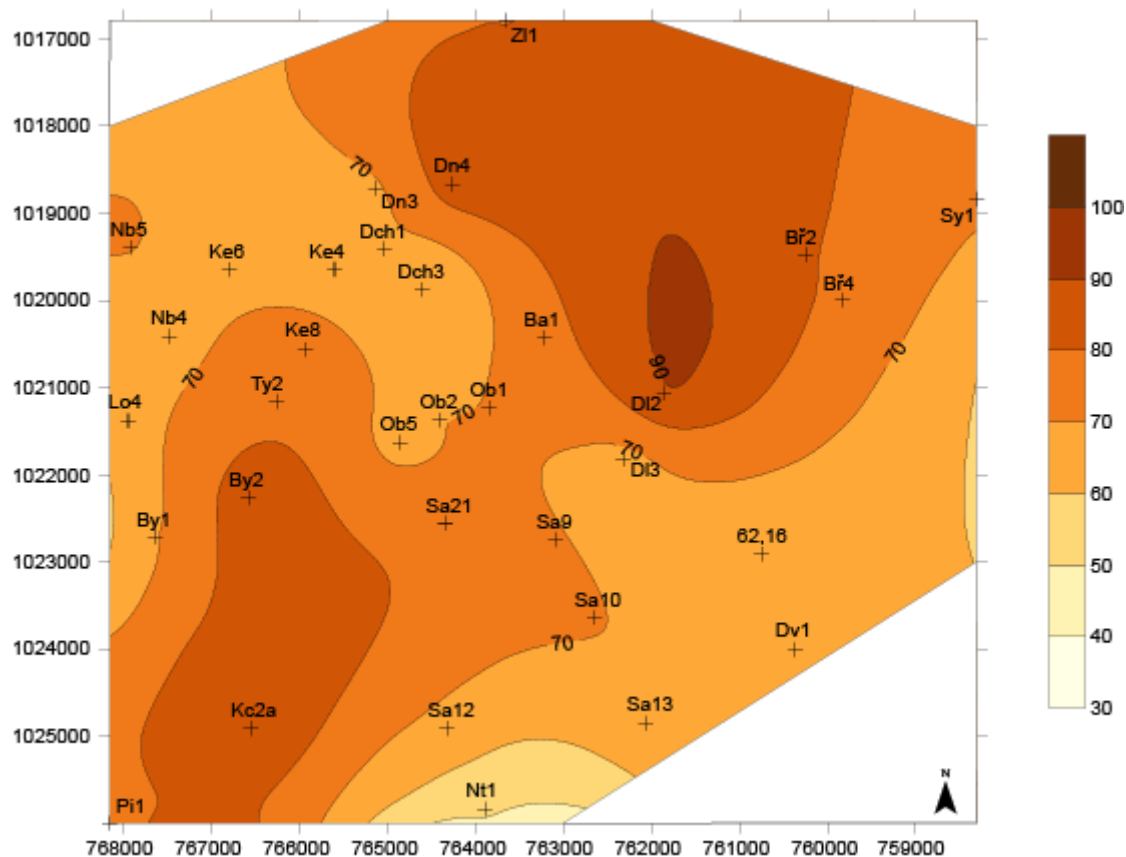
*Interpretace:* Mezocyklus N2 už nebyl ovlivněn paleoreliéfem předkarbonského podloží jako u předchozích mezocyklů. Je pravděpodobné, že říční koryto sledovalo severovýchodní směr. Zvýšený podíl hrubozrnných sedimentů v jižní části ložiska by mohl odpovídat průběhu tohoto říčního koryta. Redukce počtu základních mezocyklů u vrtu DI1 je pravděpodobně způsobena postsedimentárním zlomem, který prochází v nadloží tohoto mezocyklu.

## 10.4 Mezocyklus N3

Uhelné sloje se v mezocyklu N3 vyskytují zpravidla dvě, ale v některých vrtech byly zachyceny i tři až čtyři uhelné slojky, kdy jedna z nich bývá pouze tzv. slojový reprezentant (např. uhelný jílovec). Výjimečně se vyskytuje i pouze jedna sloj, většinou však ve vrtech, kde byl zachycen zlom a její přítomnost je tedy ovlivněna zlomovou strukturou (např. vrt DI1). Sloje tohoto mezocyklu jsou pojmenovány ve stratigrafickém pořadí n3/2, n3/1, n3 (popř. n3\*). Báze je definována na bázi komplexu hrubozrnných sedimentů v nadloží jemnozrnných sedimentů nad uhelnou slojí n2 nebo n2\*. Svrchní hranice je pak dána nástupem hrubých sedimentů v nadloží prachovců nad uhelnou slojí n3 nebo n3\*. Hranice má erozní charakter. Bázi následujícího mezocyklu tvoří převážně hrubozrnné pískovce a konglomeráty. Mezocyklus je tvořen 3 základními cykly, pouze v místech ovlivněných tektonickou poruchou či

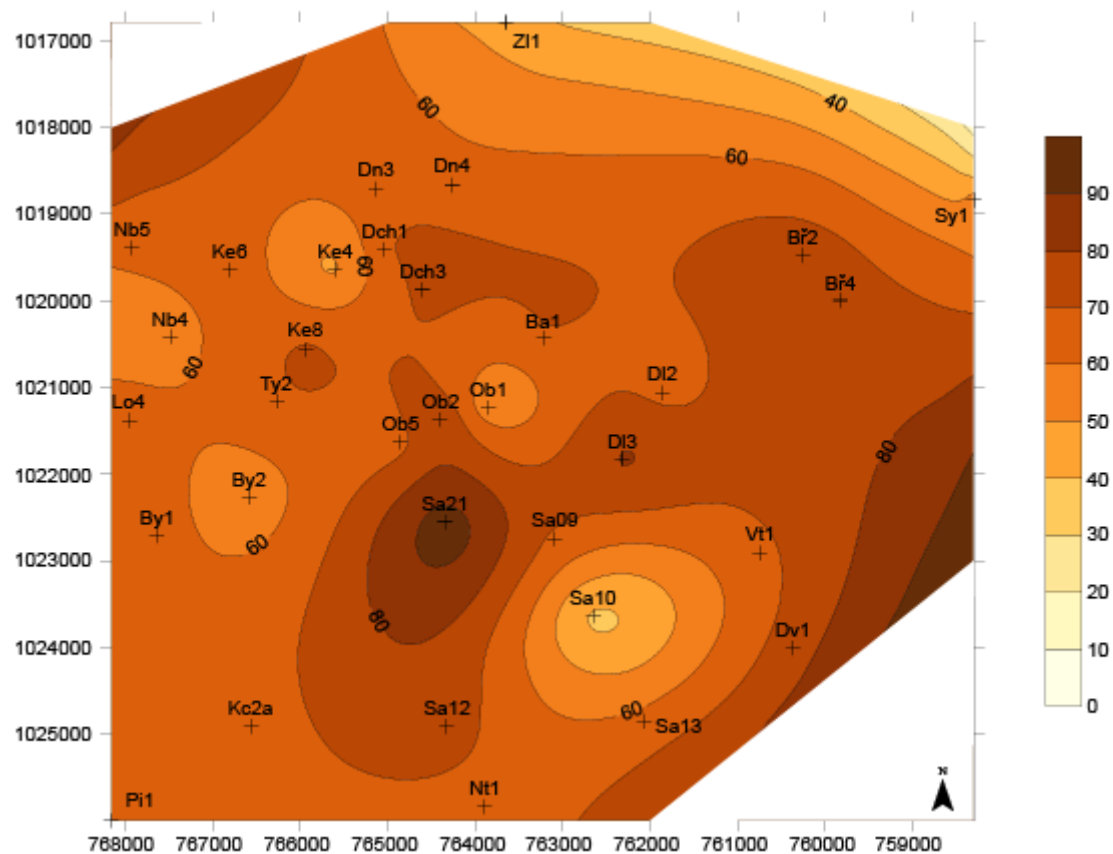
amalgamací podložních jemnozrnějších sedimentů nadložními hrubozrnějšími je jejich počet snížen. V těchto místech se pak většinou vyskytují 2 základní mezocykly. Mocnost základních cyklů přesahuje i hodnoty 30 m.

Mocnost mezocyklu je 26,8–89,2 m a průměrná mocnost je 67,80 m, tedy až o 20 m metrů více než u předchozích mezocyklů. Mezocyklus N3 je tak nejmocnějším v celých nýran-ských vrstvách. Nejvyšší mocnosti se vyskytují v pásu JZ-SV a zároveň mocnost stoupá k SV (Obr. 23).

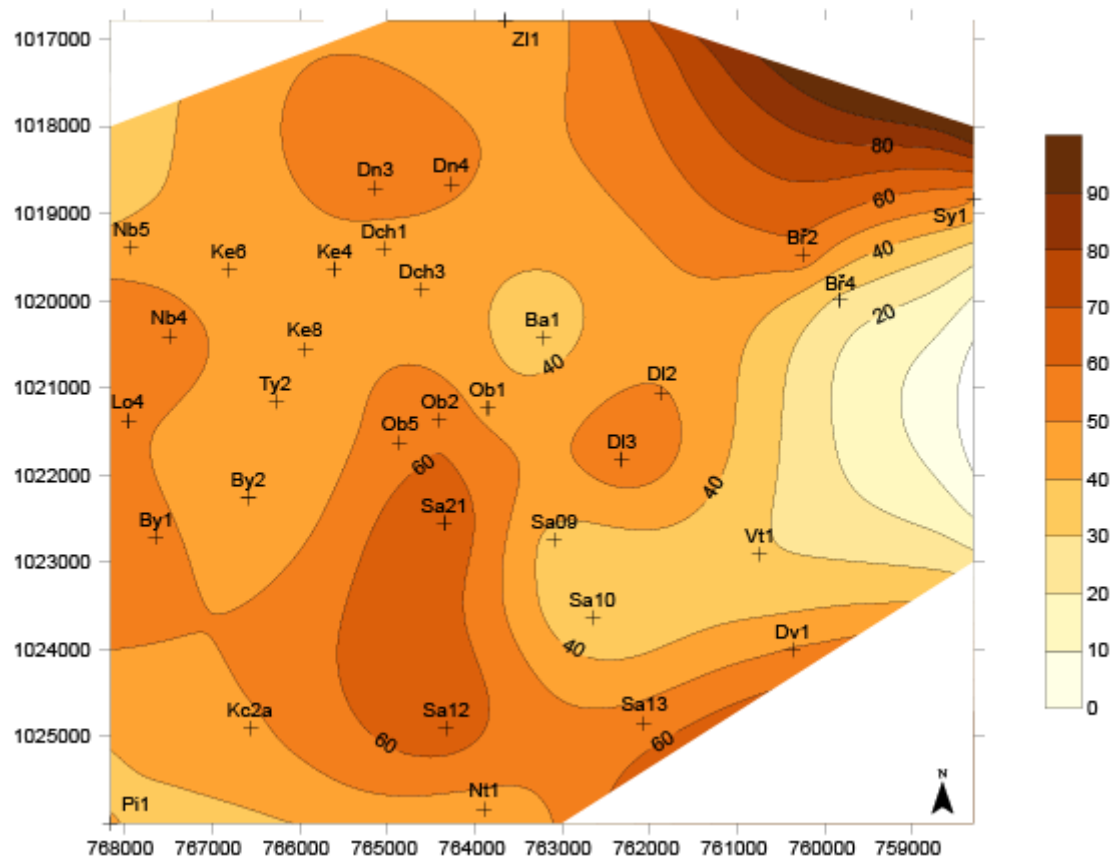


**Obr. 23:** Mapa mocnosti mezocyklu N3. Legenda: mocnost v m

Písčitost tohoto mezocyklu kolísá v rozpětí od 39 do 93 % (Obr. 24). Maximální písčitost dosahuje skoro 94 % v centrální části ložiska, v okolí vrtu Sa21. Naopak nejnižší písčitost kolem 40 % se vyskytuje v okolí vrtu Sa10. Celkově písčitost klesá směrem k severu. Podíl střednozrných až hrubozrných pískovců je 27–66 % (Obr. 25). Vyšší hodnoty se vyskytují v jižní části ložiska, směrem k východu písčitost střednozrných až hrubozrných pískovců klesá.



**Obr. 24:** Mapa celkové písčitosti mezocyklu N3. Legenda: písčitost v %



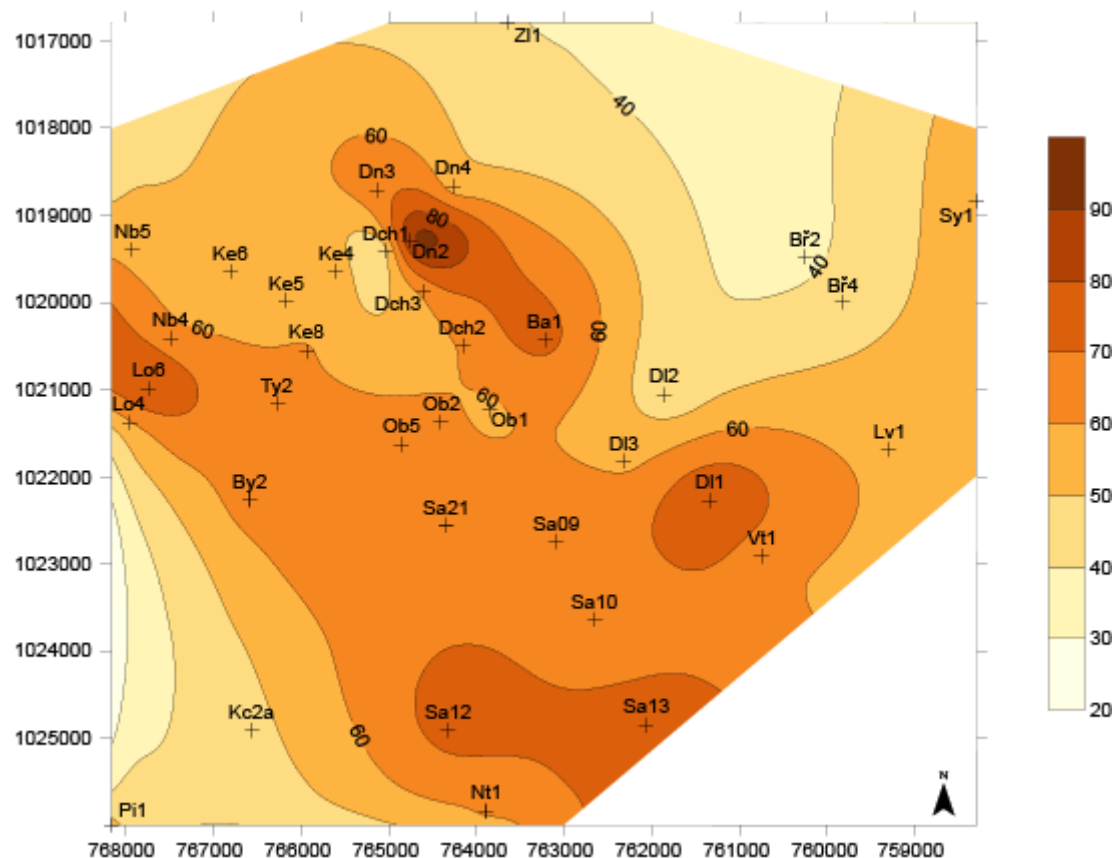
**Obr. 25:** Mapa písčitosti mezocyklu N3 počítaná ze střednozrnných až hrubozrnných psamitů.  
 Legenda: písčitost v %

*Interpretace:* Během sedimentace mezocyklu N3 byl pravděpodobně aktivní zlom východo-západního směru. V místech tohoto zlomu, tedy v místech s vyšší subsidencí, se patrně nacházelo říční koryto a uložilo zde několik metrů mocné hrubozrnné sedimenty.

## 10.5 Mezocyklus N4

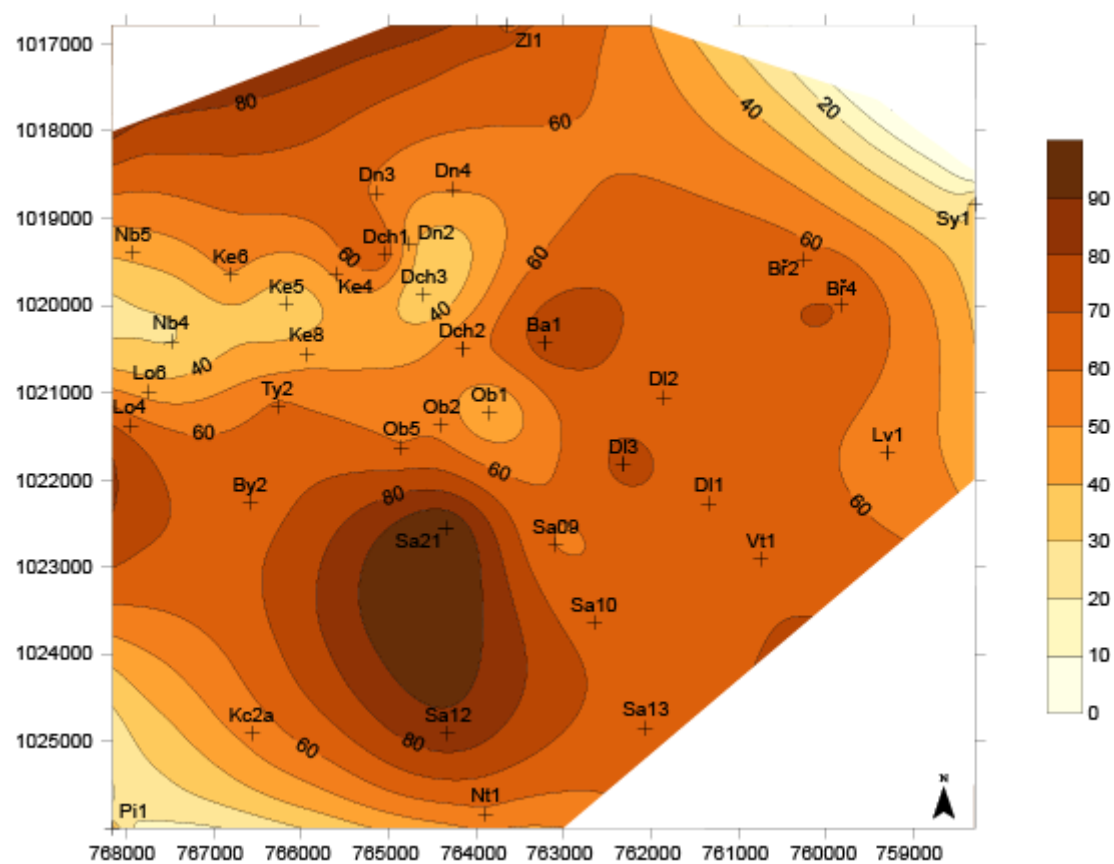
Mezocyklus N4 obsahuje 2–3 uhelné sloje. Ty jsou ve stratigrafickém pořadí pojmenovány n4/1, n4/2, n4 a n4\*. Bázi tvoří hrubozrnný pískovec či konglomerát v nadloží uhelné sloje n3, případně n3\*. Svrchní hranici pak tvoří hrubozrnný sediment v nadloží nejvyšší uhelné sloje n4 nebo n4\*. Mezocyklus N4 se skládá ze 3 základních cyklů. Průměrná mocnost jednotlivých základních cyklů je asi 20 m.

Mocnost mezocyklu N4 je 38,38–86,9 m s průměrnou hodnotou 59,24 m. Mapa mezocyklu N4 ukazuje zvýšené mocnosti (60–80 m) v asi 4 km širokém pruhu, který má směr SZ-JV (Obr. 26). Maximální mocnost se vyskytuje u vrtu Dn4, kde dosahuje až 90 m. Směrem k severu mocnost postupně klesá až na hodnoty 40 m v okolí vrtu Bř2.

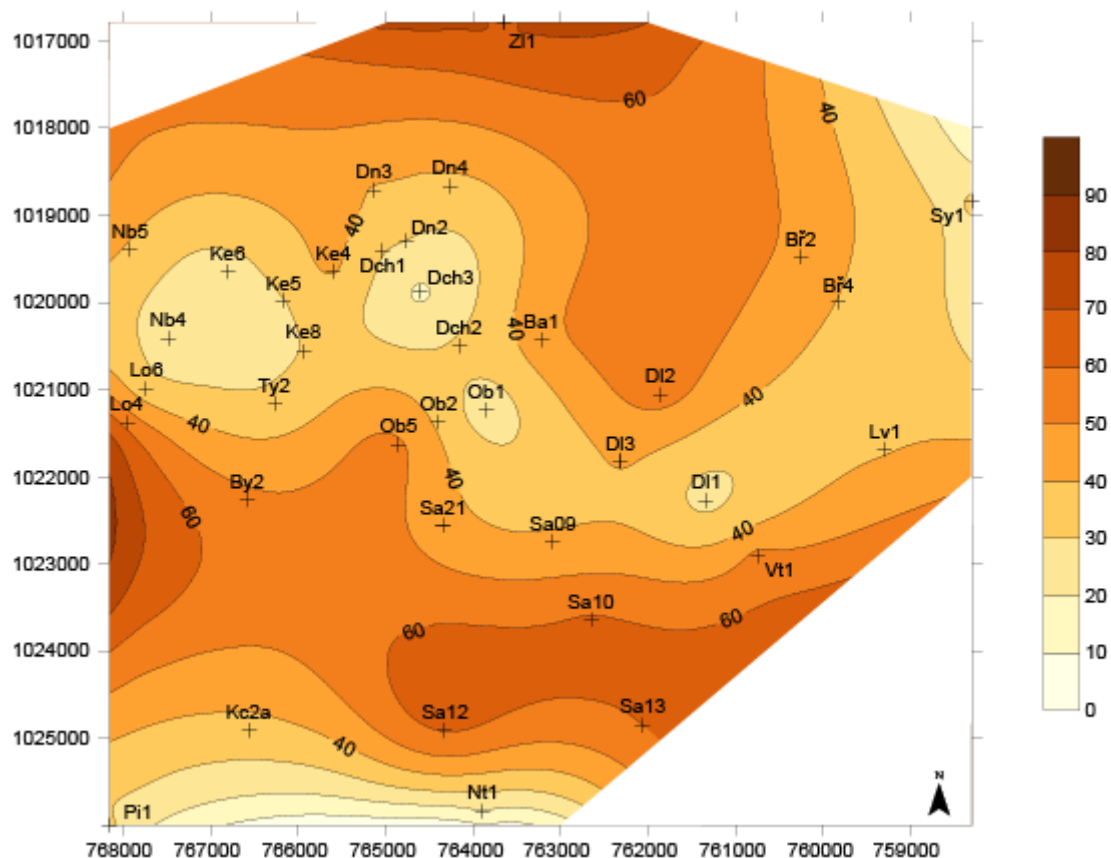


**Obr. 26:** Mapa mocnosti mezocyklu N4. Legenda: mocnost v m

Písčitost tohoto mezocyklu je 30–98 % (Obr. 27). Maximální písčitost přes 90 % se nalézá v okolí vrtu Sa21. Písčitost klesá k severovýchodnímu i jihozápadnímu okraji ložiska, zatímco snížené hodnoty jsou i v trojúhelníkové oblasti mezi vrty Dn2, Nb5 a Lo6. Zastoupení střednozrnných a hrubozrnných pískovců je 19–61 % (Obr. 28). Maximální hodnoty se vyskytují při severním okraji ložiska a také asi v 2 km širokém pásmu Z-V směru v jižní části ložiska. Minimální hodnoty se nalézají při jižním okraji ložiska.



**Obr. 27:** Mapa celkové píščitosti mezocyklu N4. Legenda: píščitost v %



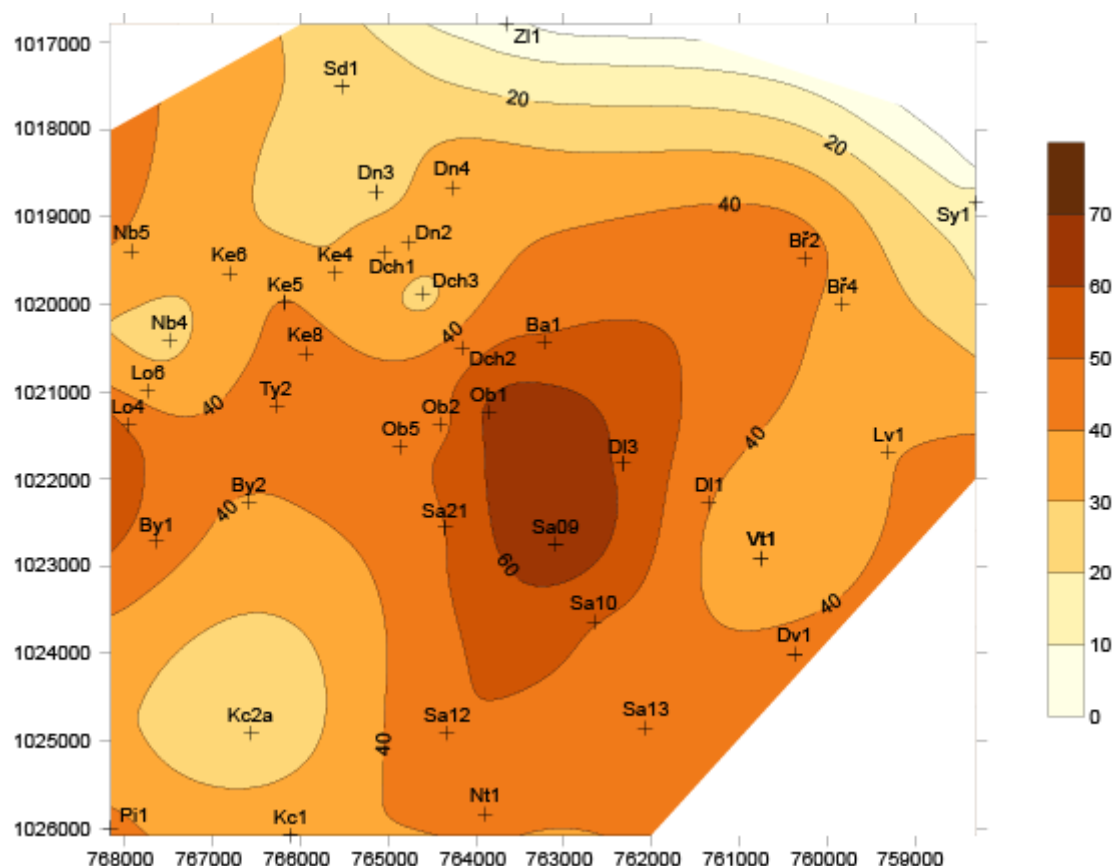
**Obr. 28:** Mapa písčitosti střednozrnných až hrubozrnných psamitů mezocyklu N4. Legenda: písčitost v %

*Interpretace:* Území se zvýšenou mocností mezocyklu N4 je protaženo ve směru kolmém k úsekům se zvýšenou mocností v předchozích mezocyklech. Z map je možné sledovat severní a severozápadní směr, což může mít příčinu v tektonických procesech nebo v erozi nadložním mezocyklem. V případě zlomu tento zřejmě nově vznikající zlom přestal být ještě během tohoto cyklu aktivní, neboť následují mezocykly opět využívají pro své říční toky směry známé z předchozích mezocyklů (před N4).

## 10.6 Mezocyklus N5

Bázi mezocyklu tvoří hrubozrnné sedimenty (většinou pískovce) nad uhelnou slojí n4 nebo n4\*. Svrchní hranici tvoří hrubozrnný sediment v nadloží jemnozrnného sedimentu ukládaného po uhelné sloji n5 nebo n5\*. Tento mezocyklus je tvořen 3 základními cykly o mocnosti 10–15 metrů. Mezocyklus N5 obsahuje většinou jen 1–2 uhelné slojky. Ve stratigrafickém pořadí jsou slojky pojmenovány n5/1, n5/2, n5 a n5\*.

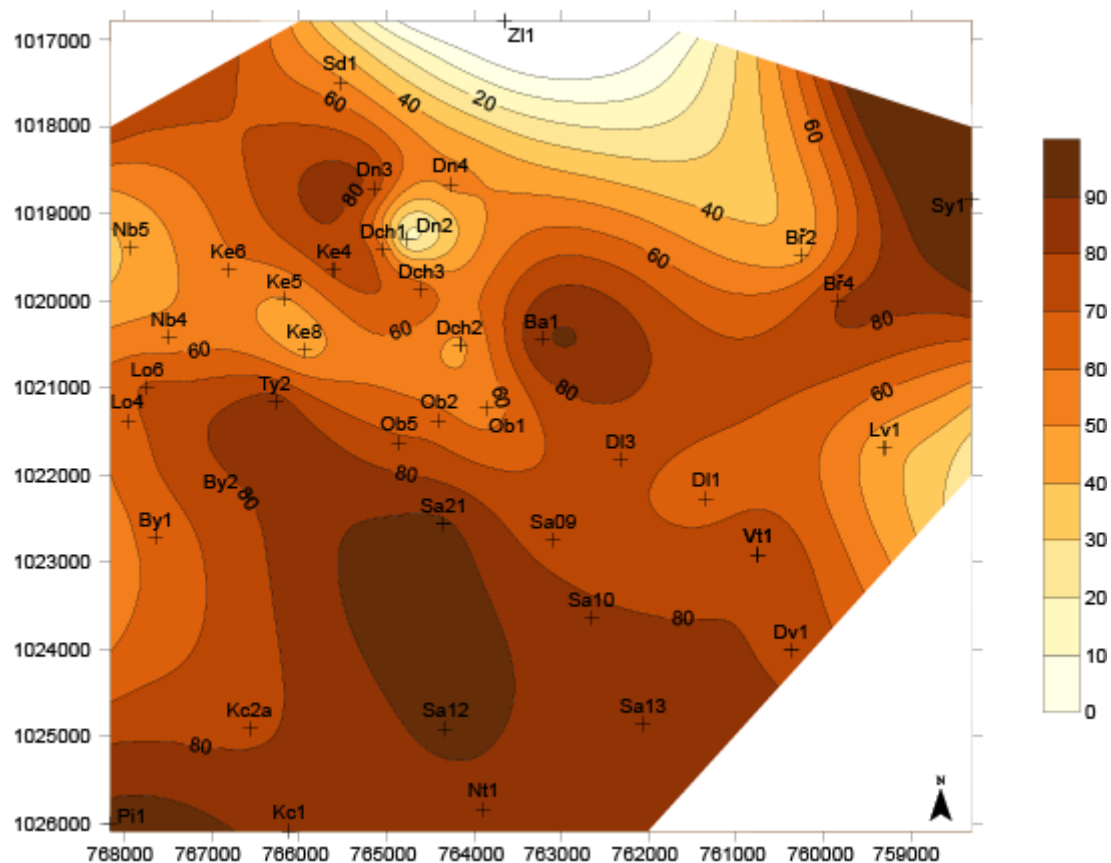
Mocnost mezocyklu (Obr. 29) se pohybuje mezi 12,5 a 67,5 m s průměrnou hodnotou 40,74 m. Maximální mocnosti se vyskytují v centrální části ložiska v okolí vrtu Sa9. Mocnost klesá k severnímu okraji ložiska, kde dosahuje hodnot kolem 10 m.



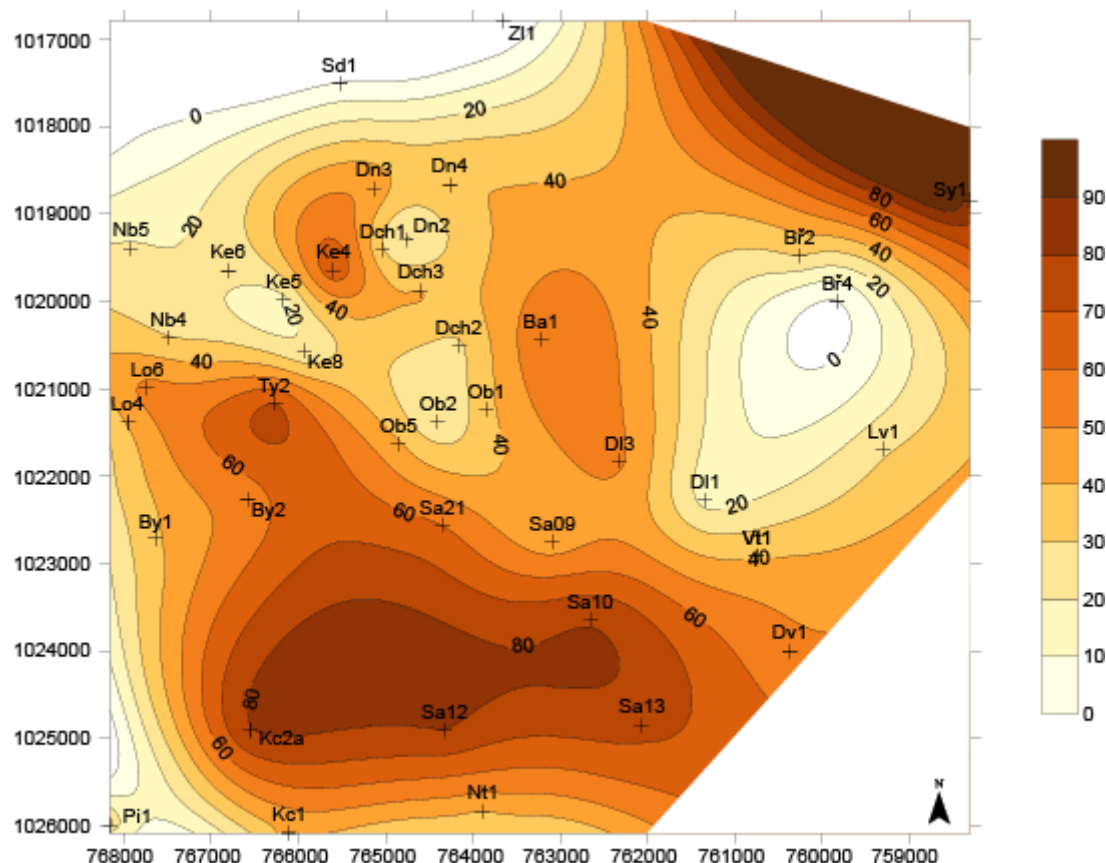
**Obr. 29:** Mapa mocnosti mezocyklu N5. Legenda: mocnost v m

Píscitost mezocyklu je 0–92 % (Obr. 30). Obecně jsou její hodnoty vysoké v celé ploše ložiska. Pouze v okolí vrtů Nb5, Ke8, Dch2, Bř2 a Lv1 hodnoty klesají pod 40 %. Píscitost počítaná ze střednozrnných a hrubozrnných pískovců je 0–79 %, s maximálními hodnotami v jižní části ložiska v okolí vrtů Sa10 a Sa12 a také při jeho severovýchodním okraji. Podíl střednozrnných a hrubozrnných pískovců klesá směrem k severozápadu, kde místy dosahuje nulových hodnot (Obr. 31).





*Obr. 30: Mapa celkové píščitosti mezocyklu N5. Legenda: píščitost v %*



**Obr. 31:** Mapa písčitosti střednozrnných až hrubozrnných psamitů mezocyklu N5. Legenda: písčitost v %

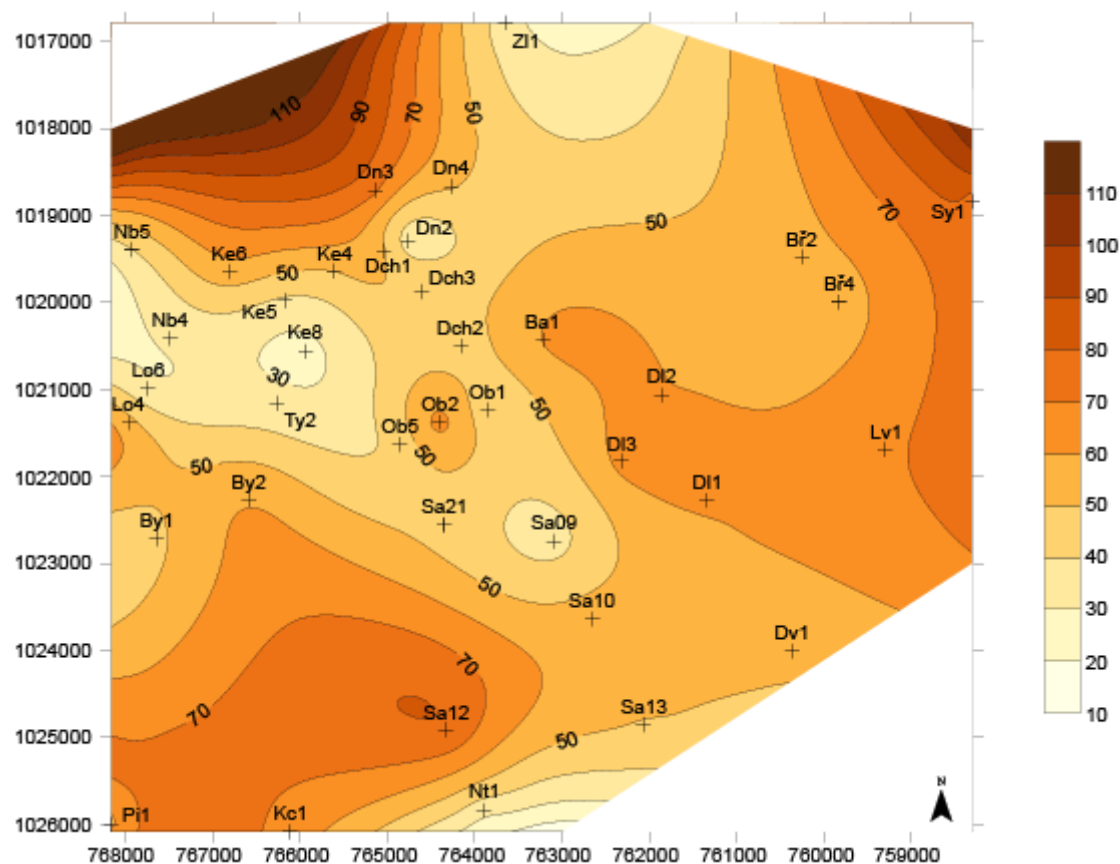
*Interpretace:* Ukládání mezocyklu N5 mělo stejný charakter jako ukládání předchozího mezocyklu N4 a mocnosti tedy ukazují trendy v podobném směru. Opačný, tedy severovýchodní směr, však ukazují mapy písčitosti. Je pravděpodobné, že sedimentaci opět ovlivňovaly znovu aktivních starší zlomové struktury. Oblasti s maximální písčitostí odpovídají těm s minimální mocností, což nasvědčuje erozi a transportu jemnozrnného sedimentu z této oblasti, tzv. amalgamace výplně říčního koryta. Tam, kde je malá akomodace, je část sedimentu transportována mimo dané území. Tímto unášeným sedimentem jsou většinou jemnozrnná klastika. Ukládány jsou přednostně hrubší klastika (Martinsen et al. 1999, Ainsworth 2010)

## 10.7 Mezocyklus N6

Mezocyklus N6 zahrnuje pouze jednu uhelnou slojku. Ve většině vrtů se však uhelná sloj nevyskytuje vůbec (Dn4, Ba1, Vt1, Dv1, Lo6, Lo4, By1, Kc2a, Nb4, Zl1, Nb5, Ke6, Ke8, Ty2, Nt1, Pi1, Sa12, Sa10, Lv1, Ob1, Sa9, Sa13). V tomto mezocyklu se v některých vrtech poprvé objevují červeně zbarvené sedimenty. Báze mezocyklu tvoří soubor hrubozrnných uloženin v nadloží jemnozrnného sedimentu uloženého nad uhelnou slojí n5. Svrchní hranici

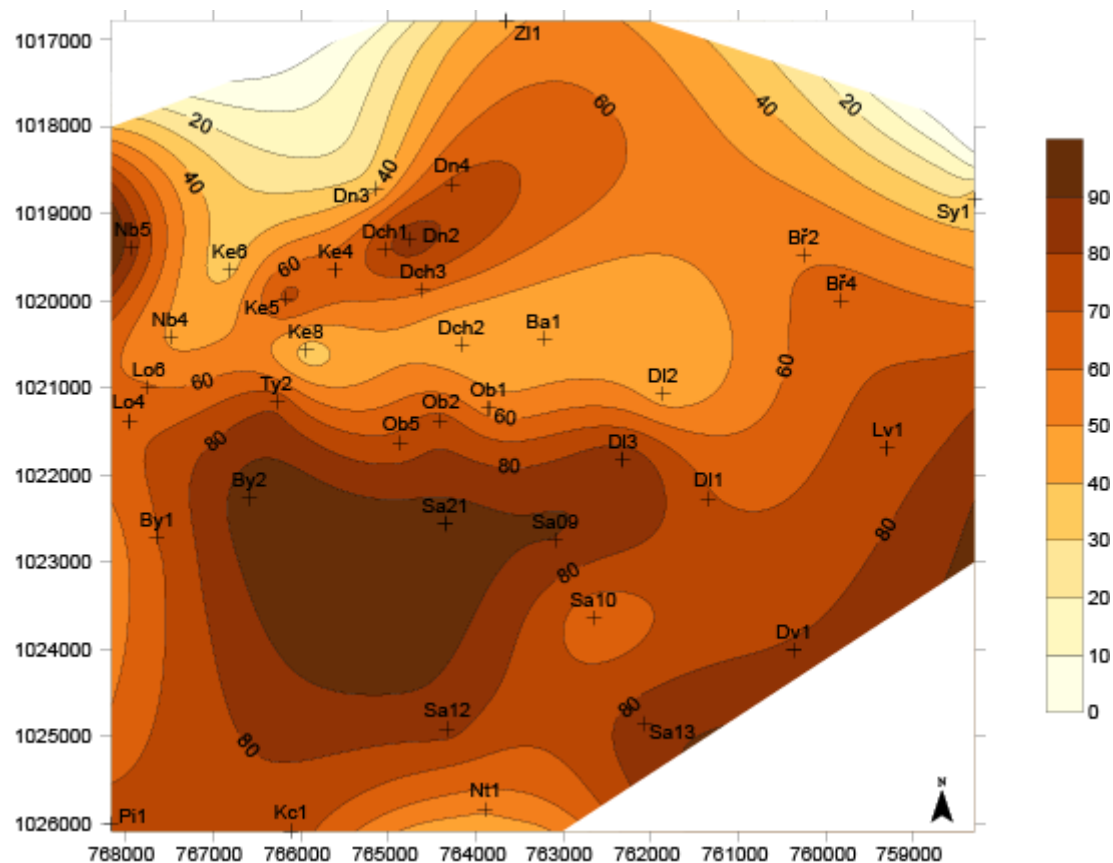
tvoří hrubozrnné sedimenty v nadloží jemnozrnných sedimentů nad uhelnou slojí n6. V případě, že se sloj nevyskytuje, je hranice stanovena na litologické změně sedimentů, tedy na bázi mocnějšího komplexu hrubozrnných sedimentů ve stratigrafické úrovni odpovídající této slojce. Tento mezocyklus je místy ovlivněn hiátem mezi nýřanskými vrstvami a týneckým souvrstvím, který v některých oblastech ložiska částečně snížil jeho mocnost. Je tvořen 1–3 základními cykly. Jejich mocnost se pohybuje kolem 20 metrů. Zvýšená mocnost ve vrtu Sa12 je pravděpodobně na úkor mocnosti mezocyklu N7, který v tom samém vrtu chybí.

Mocnost mezocyklu N6 je 27,6–77,5 m s průměrnou mocností 48,42 m (Obr. 32). Nejvyšší mocnost se vykytuje při severovýchodním, severozápadním a jihozápadním okraji ložiska. Mocnost klesá směrem k západu, kde dosahuje v okolí vrtu Lo4 hodnot do 10 m.

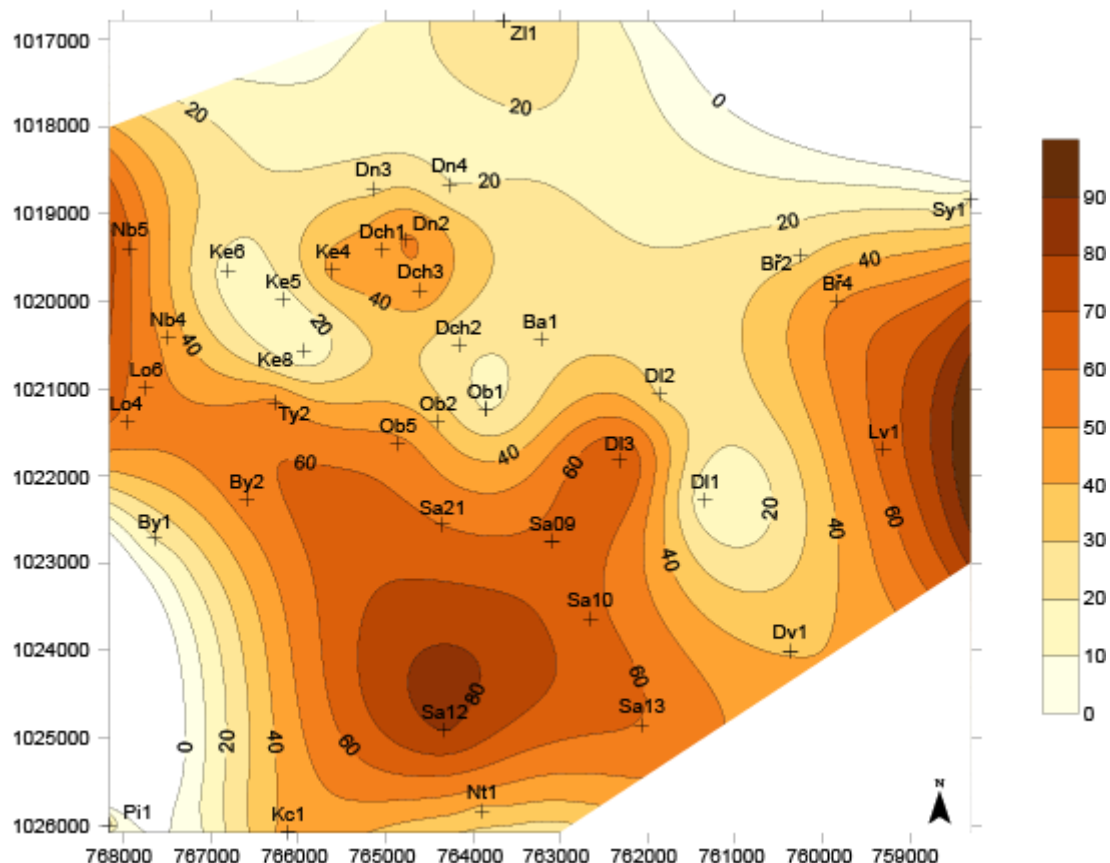


**Obr. 32:** Mapa mocnosti mezocyklu N6. Legenda: mocnost v m

Písčitost mezocyklu kolísá v rozmezí 37–94 % (Obr. 33). Nejvyšší písčitost je v jihozápadní části ložiska a klesá směrem k severu až severovýchodu. Maximální hodnoty se nalézají v okolí vrtů By2, Sa21 a Nb5. Podíl střednozrnných a hrubozrnných pískovců je 13–80 %. Zvýšené hodnoty tvoří asi 4 km široký pruh, který se táhne od západu k východu v jižní části ložiska. Hodnoty klesají směrem k severnímu okraji ložiska (Obr. 34).



*Obr. 33: Mapa celkové píščitosti mezocyklu N6. Legenda: píščitost v %*



**Obr. 34:** Mapa písčitosti střednozrnných až hrubozrnných psamitů mezocyklu N6. Legenda: písčitost v %

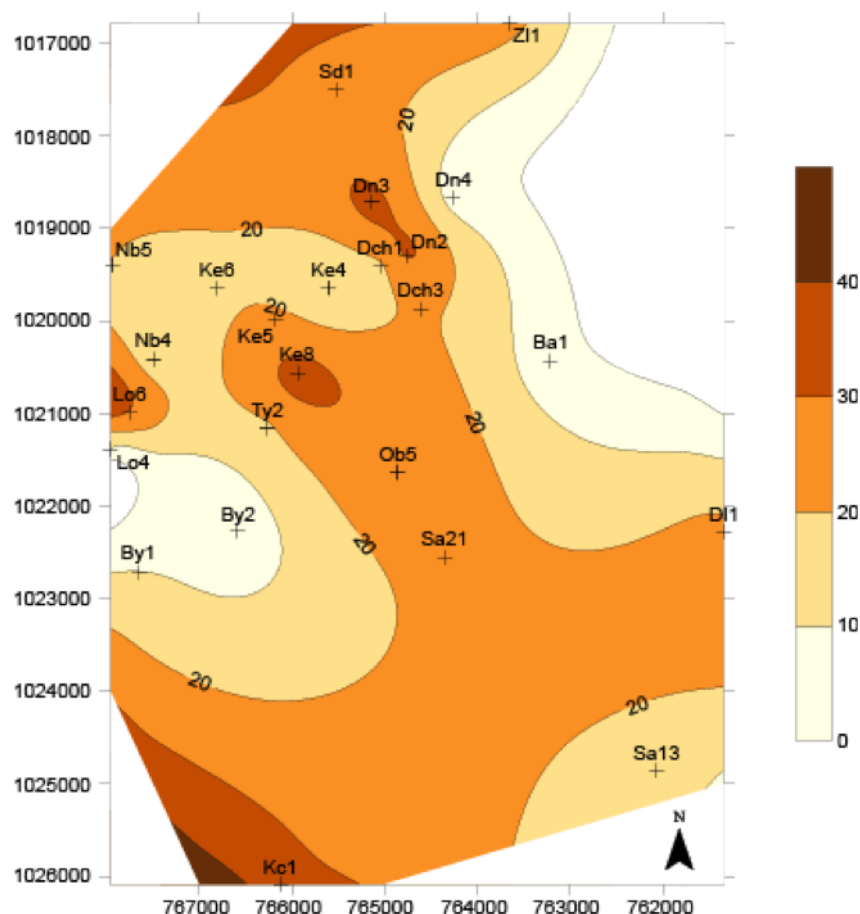
*Interpretace:* Mezocyklus N6 poprvé obsahuje červeně zbarvené sedimenty, což může odpovídat úsekům s „intenzivnějším“ odvodněním nivy, ev. kolísající hladinou podzemní vody vedoucí patrně k sezónnímu vysychání nivních uloženin a oxidaci sedimentů. Obecně již zřejmě panovaly podmínky nevhodné pro vznik rašeliníšť. Tomu také nasvědčuje pouze jediná uhelná sloj. Zvýšené mocnosti jsou zřetelné v úzkém pruhu severozápadního až východozápadního směru. Stejně směry ukazuje i mapa celkové písčitosti. Mapa střednozrnných až hrubozrnných psamitů ukazuje zvýšené hodnoty posunuté oproti mapě mocnosti a mapě celkové písčitosti více k severu.

## 10.8 Mezocyklus N7

Posledním zachovaným a zde nově definovaným mezocyklem je mezocyklus N7, který je však zachován nesouvisle, pouze svojí spodní částí. V tomto mezocyklu se jemnozrnné sedimenty vyskytují spíše výjimečně a uhelné slojky se nevyskytují vůbec. Báze je tvořena hrubozrnnými sedimenty v nadloží jemnozrnných uloženin nad uhelnou slojí n6. V případě, že sloj chybí, hranice je stanovena na náhlé změně v sedimentaci, tj. na bázi hrubozrnných sedimentů v nadloží. Svrchní hranici tvoří hrubozrnné sedimenty (většinou konglomeráty)

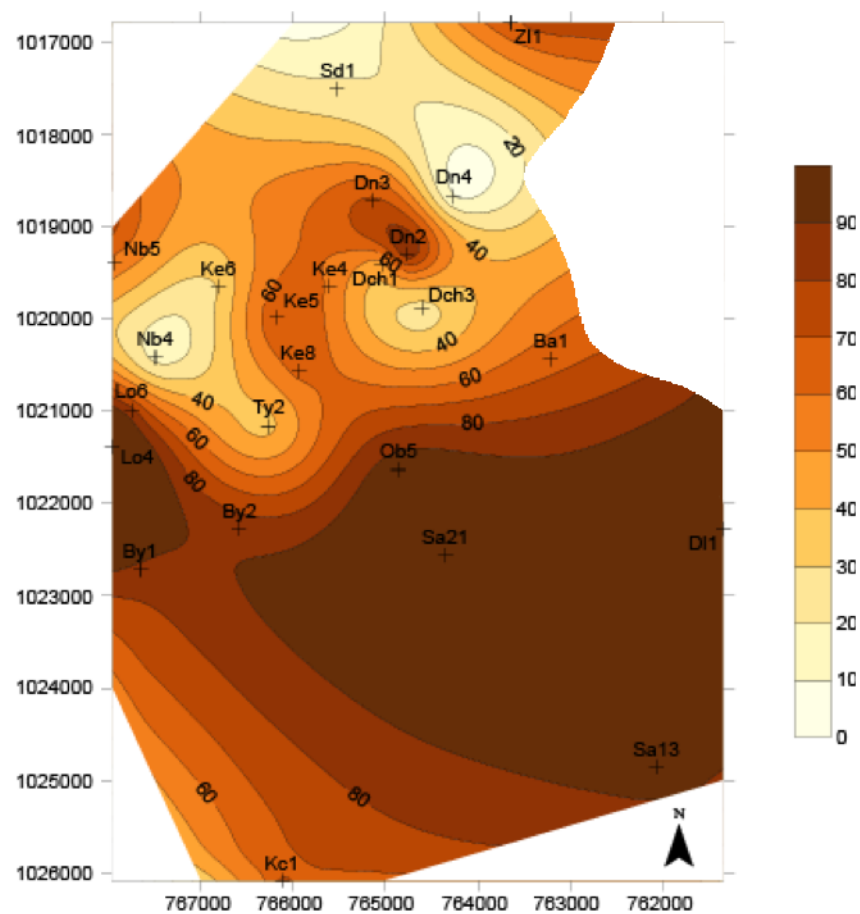
bazální části týneckého souvrství v nadloží jemnozrnných sedimentů mezocyklu N7. Zároveň hranici určuje více či méně souvislý nástup červených sedimentů, které nad touto hranicí již zcela převládají. Mezocyklus je tvořen většinou jen jedním základním cyklem. Jeho mocnost je erozní, zhruba 20 m.

Mocnost mezocyklu je 0–32,65 m s průměrnou hodnotou 19,56 m. Zvýšená mocnost se zde nachází při severozápadním okraji ložiska, naproti tomu se mezocyklus v severovýchodní i jihovýchodní části nevyskytuje vůbec (Obr. 35).

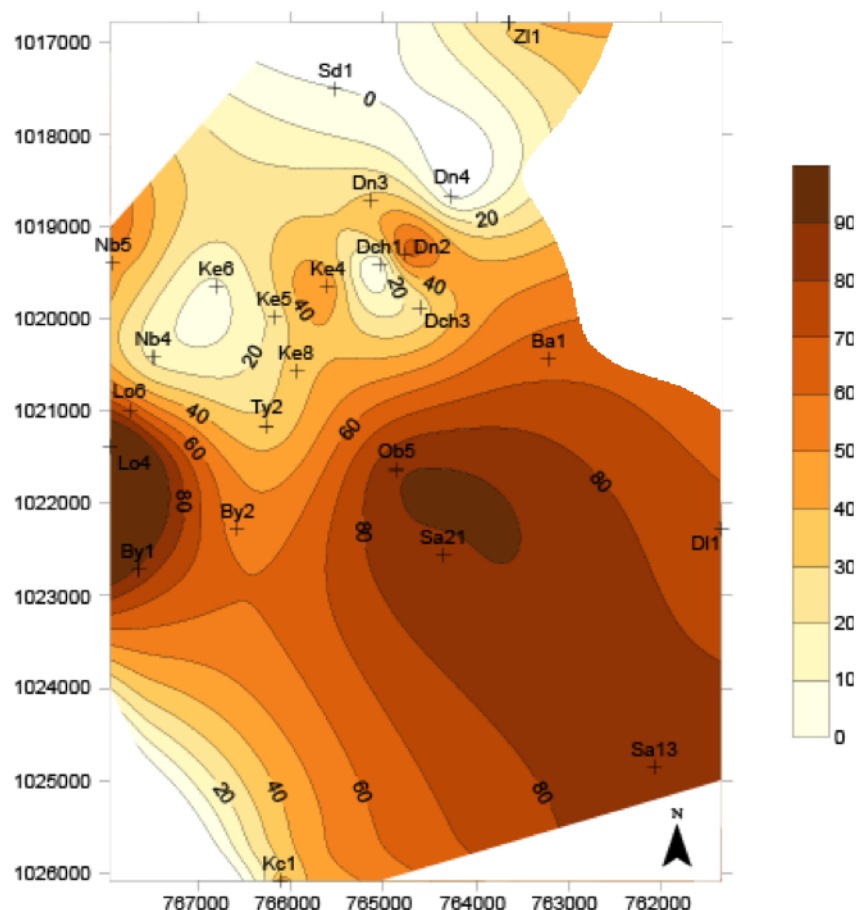


**Obr. 35:** Mapa mocnosti mezocyklu N7. Legenda: mocnost v m

Písčitost tohoto mezocyklu kolísá v širokém rozpětí hodnot od 0 do 100 % (Obr. 36). Oblasti s maximální písčitostí se vyskytují v jižní části ložiska a klesají směrem k severozápadnímu okraji. Písčitost střednozrnných až hrubozrnných pískovců je 0–92 %. Zvýšené hodnoty se vyskytují v jižní části ložiska, odkud klesají rovněž k severozápadnímu okraji, kde dosahují i nulových hodnot (Obr. 37).



**Obr. 36:** Mapa celkové písčitosti mezocyklu N7. Legenda: písčitost v %



**Obr. 37:** Mapa písčitosti střednozrnných až hrubozrnných psamitů mezocyklu N7. Legenda: písčitost v %

*Interpretace:* Nesouvislé plošné rozšíření mezocyklu N7 je výsledkem postsedimentární eroze během hiátu mezi nýřanskými vrstvami a týneckým souvrstvím. Zachování pouze spodní, hrubozrnnější části mezocyklu se projevuje sníženou mocností a zvýšenou písčitostí (Obr. 37). Dokladem hiátu jsou nejen radioisotopická data, která dokládají přerušení sedimentace po dobu téměř 2 milionů let (Opluštil et al. 2016a, Opluštil et al. 2016b), ale také erozní plocha s reliéfem dosahujícím v oblasti ložiska Slaný až 30 m. Červeně zbarvené sedimenty, které se vyskytují v tomto mezocyklu, mohou být dokladem nastupující aridizace klimatu, kdy původně šedě zbarvené sedimenty po svém uložení v podmínkách nízké/kolísající hladiny podzemní vody oxidovaly a tím získaly svou červenou barvu (Pešek et al. 2001). Pouze lokální zastoupení nešedých sedimentů interpretují Havlena et Pešek (1975) jako splachy lateritických zvětralin z přilehlých zdrojových oblastí lemujících okraj pánve.



## 11 Odhad délky trvání jednotlivých mezocyklů

Pro odhad délky trvání jednotlivých mezocyklů předpokládáme, že všechny mezocykly jsou výsledkem působení stejného, periodicky působícího mechanismu a z časového hlediska tedy každý z nich reprezentuje stejně dlouhý časový úsek. Tomu nasvědčuje nejen značné plošné rozšíření mezocyklů, ale i jejich srovnatelná mocnost. Mírně rozdílná mocnost a kolísání písčitosti uvnitř jednotlivých mezocyklů i mezi nimi jsou pravděpodobně způsobeny rozdíly v pánevní subsidenci v průběhu sedimentace či lokálně působícími faktory, jako jsou synsedimentární/postsedimentární zlomy, postsedimentární eroze na hranici mezocyklů a především pak autocyklické procesy v rámci sedimentárního systému. Ty jsou zodpovědné za nerovnoměrnou distribuci sedimentů různé zrnitosti, které pak v důsledku kompakce vedou k rozdílům v mocnosti sedimentů uložených ve stejném časovém intervalu. Rozdíly v mocnosti mezocyklů při stanovení průměrné délky jejich ukládání jsou však z výše uvedených důvodů zanedbány. Důležitý pro výpočet průměrné délky trvání mezocyklu je počet mezocyklů a jejich správné vymezení.

V nýřanských vrstvách plzeňské pánve byly Opluštilem et al. (2016) datovány dvě vulkanoklastické polohy (tonsteiny) poblíž stratigraficky nejstarší a nejmladší uhelné sloje. Plzeňská pánev patří do systému limnických pánví středočeské a západočeské oblasti, ke kterému patří i pánev kladensko-rakovnická (Pešek 1996). Tyto pánve mají stejný původ (Pašek et Urban 1990) a litostratigrafické členění jejich výplně. Je tedy možná korelace napříč těmito pánvemi. Opluštil et al. (2016) korelují nejstarší uhelnou sloj nýřanský vrstev v plzeňské pánvi se slojí n1 v pánvi kladensko-rakovnické. Naopak nejmladší sloj nýřanských vrstev plzeňské pánve podle nich odpovídá sloji n6 na Slánsku. Stáří sloje n1 by tak odpovídalo  $308,00 \pm 0,04$  mil. let, tedy svrchnímu asturu. Stupni kantabru pak náleží sloj n6, která má stáří  $305,99 \pm 0,07$  mil. let. Ukládání tohoto úseku nýřanských vrstev trvalo zhruba 2 miliony let, během nichž se uložilo 5 mezocyklů: svrchní část mezocyklu N1, kompletní mezocykly N2 až N5 a spodní část mezocyklu N6. Aritmetickým průměrem lze tak odhadnout délku jednotlivých mezocyklů na 400 tisíc let.

Stáří tonsteinů použitých pro tento odhad byla stanovena metodou U-Pb CA-ID-TIMS, která je v současné době považována za nejpřesnější metodu s přesností  $\pm 100$  tisíc let, tedy interval 200 tisíc let, ve kterém s 90 % pravděpodobností leží skutečné stáří měřeného vzorku. Tato metoda vychází z tepelné ionizační hmotnostní spektroskopie (ID-TIMS), která byla vylepšena chemickou abrazí (CA). Během tepelné hmotnostní spektroskopie se vzorek zahřívá, dokud nedojde k jeho ionizaci či volatilizaci. Tyto ionty jsou pak urychlovány a vysílány přes optické čočky a separovány na základě hmoty. Pro snazší spočítání poměru izotopů mateřských a dceřiných se používá tzv. ID, kdy se k vzorku přimíchá větší množství mateřských i dceřiných izotopů, které mají přesně určený poměr na základě kalibračních experimentů (Schoene et Baxter 2017). Ze zirkonů jsou pomocí chemické abraze (CA) odstraněny části, které podlehlly ztrátě olova (Pb), jež by stáří tonsteinu výrazně ovlivnila (snížila). Che-

mická abraze probíhá nejprve zahřátím vzorku nad 900 °C a poté louhování v kyselině fluorovodíkové (HF) (Mattinson 2005). Kombinací těchto tří metod je tedy nejlépe dosaženo přesnosti v určení stáří daného vzorku.

## 12 Diskuze

Cyklická stavba nýřanských vrstev může být zapříčiněna dynamikou uvnitř sedimentárního systému, kdy dochází např. k avulzím, migracím meandrů, vzniku průvalových vějířů a pravidelným záplavám. Tyto procesy sedimentárního systému generují tzv. autocykly, které jsou prostorově i časově náhodné (Cecil 2003). Vymezené mezocykly jsou však laterálně stále, minimálně v ploše slánského ložiska. Podobné mezocykly vymezil v nýřanských vrstvách mšensko-roudnické pánve také Bosák (1991), což naznačuje, že jejich plošné rozšíření je podstatně větší, patrně celopánevního měřítka. Tato skutečnost opravňuje k závěru, že mezocykly nýřanských vrstev jsou svojí podstatou allocykly a příčiny jejich vzniku mají přinejmenším regionální původ. Mohou tak souviset např. s pávním tektonikou anebo vznikaly atektonicky a jejich původ je mimopávním.

Pokud jde o možný tektonický původ mezocyklů, z řezů a map je patrné, že tektonické pohyby ovlivnily akomodační prostor pro ukládání sedimentů pouze minimálně. Synsedimentární zlomy jsou celkem snadno zjistitelné v mapách mocnosti a písčitosti. Hrubozrnné sedimenty se akumulují právě v místech s vyšší subsidencí, tedy v místech zlomu, což způsobuje větší mocnost a zvýšenou písčitost v daném místě. Příčinou je skutečnost, že vodní toky mají tendenci protékat místem se zvýšenou subsidencí (Van den Belt et al. 2015). Cyklická stavba je zde velmi dobře vyvinuta. V oblastech dále od zlomové struktury (záplavové plošiny) je cyklická stavba vyvinuta podobně, avšak celková mocnost mezocyklu je zde nižší. Přítomnost cyklů v rámci mezocyklů bez ohledu na drobné rozdíly v mocnosti nasvědčuje, že původ cyklické stavby s tektonikou přímo nesouvisí. Dalším argumentem hovořícím proti příčině tektonickými pohyby je podobná mocnost jednotlivých mezocyklů, která je v ploše ložiska relativně stálá.

Vznik cyklické stavby v kontinentálním prostředí není řízen oscilacemi mořské hladiny a posunem březní linie, která bývá příčinou změny sedimentárního prostředí pánví na mořském pobřeží, v němž vznikají paralické cyklotémy typické pro pennsylvan. V kontinentálním prostředí se pak jako hlavní pravděpodobnou příčinou vzniku cyklické stavby jeví změna klimatu vyjádřená především změnou v úhrnu srážek a jejich distribucí v průběhu roku (Opluštil et al. 2013). Během trvale sušší části cyklu hustota vegetačního pokryvu a případně i jeho plošný rozsah klesá. Krajina se tak stává náchylnější k vyšší erozi a zvýšenému transportu sedimentu oproti obdobím vlhčím (Cecil et Dulong 2003). Řeky transportují převážně hrubozrnný materiál, jehož ukládáním vznikají v pánvi mocná tělesa hrubozrnných klastik (A/S poměr klesá na hodnoty pod 1, Martinsen et al. 1999). Hrubozrnné sedimenty ve spodní části cyklu proto představují amalgamované sedimentární výplně říčních koryt. Během suššího období převažoval patrně fluvialní styl divočí říky, který má vyšší energii a je schopen unášet hrubší materiál. Tyto řeky vytvořily divočí plošinu, na které docházelo k častým avulzím. Slabý vegetační pokryv také nebránil erozi starších pávních uloženin a jejich redistribuci v pánvi. Výsledkem byla amalgamovaná výplň říčních koryt. V tomto období nebyly vhodné podmínky pro tvorbu rašelinišť, kvůli nedostatku nasycení půdního profilu vodou a zvýšeného ukládání hrubě klastického materiálu a

intenzivnějšímu odvodnění krajiny. Během humidní části cyklu dochází k rozvoji vegetačního pokryvu, který zabraňuje erozi a transportu sedimentu a podporuje chemické zvětvávání, jehož výsledkem jsou zejména jílové minerály. Jemnozrnné uloženiny převládající ve svrchní části cyklů se pak ukládaly během povodní v oblastech záplavových plošin (niva) anebo odpovídají menším, nivním jezírkům. Během humidnějšího období se fluviální styl změnil na stabilnější s menší tendencí k avulzím. Těm bránil rostlinný pokryv zpevňující nivu i říční břehy. Řeky proto unášely celkově větší podíl jemnozrnného sedimentu v suspenzi (Cecil 2013, Opluštil et al. 2013). V příhodných podmínkách rozlehlých niv mohou za takových klimaticky příhodných podmínek a stabilních vodních toků v místech zvýšené hladiny podzemní vody vznikat i plošně rozsáhlá rašeliniště, z nichž později vznikají uhelné sloje. Výsledný sedimentární záznam ze suššího do humidnějšího období má tak podobu do nadloží se zjemňujícího cyklu (Opluštil et al. 2013). Dokladem pro změny klimatu v průběhu vzniku cyklotém jsou studie paleopůd, ze kterých vyplývá zřetelný gradient od suššího sezónního podnebí vedoucího ke vzniku vertisolů, které ve vyšší části půdního profilu jeví známky oglejení, a následně přechod do rašeliniště dnes reprezentovaného uhelnou slojí (Driese et Ober, 2005, Rosenau et al. 2013a, Rosenau et al. 2013b).

V případě mezocyklu N0 je necyklická stavba způsobena patrně paleoreliéfem, na který se sedimenty nýřanských vrstev po hiátu a zmlazení reliéfu v okolí pánve začaly ukládat. Tyto bazální sedimenty mezocyklu N0 tak představují výplň paleoúdolí. Řeky za těchto podmínek měly větší spád a rychlejší tok, což umožňovalo transport hrubozrnného materiálu. Do pánve tak bylo přinášeno velké množství hrubozrnných klastik, které vyplnily sedimentační prostor a jemnozrnný sediment byl odnesen mimo studovanou oblast (Opluštil et al. 2005a, 2005b). Redukovaná mocnost mezocyklu N7 je dána erozí během hiátu mezi nýřanskými vrstvami a týneckým souvrstvím. Jak velká část tohoto mezocyklu byla říčními sedimenty erodována však nelze z existujících dat odhadnout.

Na základě radioisotopického stáří nejstaršího a nejmladšího tonsteinu v nýřanských vrstvách (Opluštil et al. 2016a, Opluštil et al. 2016b) a za předpokladu, že jsou studované mezocykly pravidelné, lze stanovit průměrnou délku sedimentace mezocyklu na 400 tisíc let. Tato délka trvání odpovídá Milankovičovu cyklu dlouhé excentricity. Takovému cyklu odpovídají čtyři cykly krátké excentricity, které by měly tvořit každý mezocyklus. Dílčí cykly, které mohou tomuto mechanismu odpovídat, se v rámci mezocyklů skutečně vyskytují. Složitá vnitřní stavba mezocyklů, včetně výskytu několika slojek, naznačuje existenci „dílčích“ cyklů, které mohou teoreticky odpovídat krátké excentricitě. Jejich přesnější korelaci však z důvodu nedostatečně husté vrtné prozkoumanosti není možné provést a tato úloha je tedy mimo rámec této diplomové práce. Cykly, které svou délkou trvání odpovídají krátké excentricitě, se zabývalo několik autorů (Heckel 2008, Gastaldo et al. 2009, Jirásek et al. 2018). Tito autoři však studovali pánve paralicke. V kontinentálních karbonských pánvích nebyla studie zaměřená na stanovení délky cyklů, až na výjimky (Opluštil et al. 2013), dosud systematicky prováděna.

## 13 Závěr

Diplomová práce se zabývá cyklickou stavbou nýřanských vrstev v oblasti ložiska Slaný v centrální části kladensko-rakovnické pánve. Cílem práce byla analýza cyklického záznamu, zařazení těchto cyklů do časového kontextu a zjištění příčin jejich vzniku. K tomuto účelu bylo vybráno a studováno asi 40 vrtů, které procházejí celými nýřanskými vrstvami a nejsou výrazněji tektonicky redukovány.

V cyklickém záznamu bylo definováno celkem 8 mezocyklů označených N0, N1 – N7. Z nich mezocykly N1 – N6 mají typickou cyklickou stavbu. Jsou tvořeny obvykle třemi základními cykly, které mají na bázi hrubozrnné sedimenty, postupně se zjemňují a končí prachovitým jílovcem v nadloží uhelné sloje. Uhlenná sloj nejvyššího z cyklů v rámci mezocyklu bývá nejmocnější a plošně nejstálější. Tyto mezocykly jsou plošně stálé v průběhu celého ložiska a jsou velmi dobře korelovatelné. Další dva mezocykly, N0 a N7, jsou vyvinuty jen na části studovaného území. Mezocyklus N0 je výrazně ovlivněn předsedimentačním paleoreliéfem vytvořeným na povrchu radnických vrstev v období hiátu mezi radnickými a nýřanskými vrstvami a v místech dosud sedimenty nepřekrytými elevacemi pánevního podloží. V těchto místech se mezocyklus N0 nevyskytuje vůbec. Tento mezocyklus je proto interpretován jako výplň paleoúdolí. Litologicky je tvořen převážně pískovci a slepenci a jeho cyklická stavba je nevýrazná. Nově vymezený mezocyklus N7 je zachován pouze v západní části ložiska. Jeho mocnost je redukována erozí během hiátu mezi nýřanskými vrstvami a týneckým souvrstvím. Zachována je pouze jeho spodní část bez uhelných slojí s nevýraznou cyklickou stavbou.

Tektonické procesy ovlivnily vznik těchto cyklů pouze minimálně, a to z hlediska mocnosti. V místech s vyšší subsidencí jsou cykly mocnější, cyklická stavba je přitom zachována. V mezocyklech N1 – N3 je zvýšená mocnost vyjádřena izoliniemi většinou v úzkých zónách zvýšených mocností, které se táhnou od jihozápadu k severovýchodu. To odpovídá hlavní brázdové struktuře, jež se táhne ssv. - jjz. směrem (Pešek 1996). Mocnost sedimentů roste k severnímu okraji území ložiska, čemuž odpovídá i největší naměřená mocnost nýřanských vrstev ve vrtu Pu1 (505,3 m) (Pešek 1996). Ve vyšších partiích nýřanských vrstev, tedy v mezocyklech N4 – N6, pak došlo k „pootočení“ a zvýšené mocnosti jsou zde v pásmu od jihovýchodu k severozápadu.

Plošná stálost a podobná mocnost jednotlivých mezocyklů naznačuje, že tektonické procesy neměly významný vliv na vznik cyklické stavby a nelze je považovat za hlavní příčinu vzniku cyklické stavby nýřanských vrstev. Domnívám se, že za hlavní příčinu vzniku mezocyklů lze tedy považovat pravidelně se opakující změnu klimatu, spočívající ve změně úhrnu srážek a jejich distribuci v průběhu roku. Ty ovlivnily hustotu vegetačního pokryvu a intenzitu eroze a tím i množství a charakter sedimentu ukládaného v průběhu nýřanských vrstev. V konečném výsledku tak daly vzniknout cyklické stavbě této vrstevní jednotky. Příčinou takové změny klimatu mohly být v tomto případě změny v orbitálních parametrech

planety známé jako Milankovičovy cykly. Na základě odhadu délky trvání jednotlivých mezocyklů pomocí radioisotopického datování byla určena délka jednotlivých cyklů na ~400 tisíc let. Této periodicitě odpovídají cykly dlouhé excentricity, které jsou zde proto považovány za pravděpodobného původce vzniku mezocyklů nýřanských vrstev nejen v oblasti ložiska Slaný, ale v celé ploše výskytu nýřanských vrstev.

Diplomová práce tak nepodporuje názor některých autorů, že cyklická stavba nýřanských vrstev je způsobena tektonickými pohyby. Naopak přináší argumenty, které naznačují, že vznik cyklické stavby, zaznamenané v podobě pravidelně se opakujících změn fluviálních stylů, je způsoben klimatickými oscilacemi. Ty mají příčinu v Milankovičových cyklech dlouhé excentricity.

## Seznam literatury

AINSWORTH, R. B. Prediction of stratigraphic compartmentalization in marginal marine reservoirs. Geological Society, London, Special Publications [online]. 2010, 347(1), 199-218 [cit. 2018-09-27]. DOI: 10.1144/SP347.12. ISSN 0305-8719. Dostupné z: <http://sp.lyellcollection.org/lookup/doi/10.1144/SP347.12>

ANDRES, E. Slaný – geofyzikální měření. Geofond, 1967.

BEERBOWER, J. Cyclothems and cyclic depositional mechanisms in alluvial plain sedimentation. 1964.

BERGER, A., M. F. LOUTRE a J. L. MÉLICE. Equatorial insolation: from precession harmonics to eccentricity frequencies. Climate of the Past. European Geosciences Union (EGU), 2006, (2), 131-136.

BERNER, R. A., A. C. LASAGA a R. M. GARRELS. The carbonate-silicate geochemical cycle and its effect on atmospheric carbon dioxide over the past 100 million years. American Journal of Science [online]. 1983, 283(7), 641-683 [cit. 2018-09-27]. DOI: 10.2475/ajs.283.7.641. ISSN 0002-9599. Dostupné z: <http://www.ajsonline.org/cgi/doi/10.2475/ajs.283.7.641>

BOSÁK, P. Litofaciální korelace, sedimentologie a vývoj karbonu mšenské oblasti. 1991.

BOSÁK, P. Litofaciální korelace, sedimentologie a vývoj karbonu mšenské oblasti. Praha, 1991. Habilitační práce. Přírodovědecká fakulta UK.

CATUNEANU, O. Principles of sequence stratigraphy. Boston: Elsevier, 2006. ISBN 978-044-4515-681.

CECIL, C. B. Paleoclimate controls on stratigraphic repetition of chemical and siliciclastic rocks. Geology. 1990, (18), 533-536. DOI: 10.1130/0091-7613(1990)018<0533:PCOSRO>2.3.CO;2.

CECIL, C. B. a F. T. DULONG. Climate controls on the stratigraphy of a Middle Pennsylvanian cyclothem in North America. Climate controls on stratigraphy. Tulsa, Oklahoma: SEPM (Society for Sedimentary Geology), 2003, s. 151-180. Special publication (SEPM (Society for Sedimentary Geology)), no. 77. ISBN 1-56576-085-9.

CECIL, C. Blaine. An overview and interpretation of autocyclic and allocyclic processes and the accumulation of strata during the Pennsylvanian–Permian transition in the central Appalachian Basin, USA. International Journal of Coal Geology [online]. 2013, 119, 21-31 [cit. 2018-09-27]. DOI: 10.1016/j.coal.2013.07.012. ISSN 01665162. Dostupné z: <http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0166516213001717>

CECIL, C. Blaine. The Concept of Autocyclic and Allocyclic Controls on Sedimentation and Stratigraphy, Emphasizing the Climatic Variable. *Climate Controls on Stratigraphy* [online]. SEPM (Society for Sedimentary Geology), 2003, 2003, , 13-20 [cit. 2018-09-27]. DOI: 10.2110/pec.03.77.0013. ISBN 1-56576-085-9. Dostupné z: <https://pubs.geoscience-world.org/books/book/1130/chapter/10557573/>

CECIL, C. Blaine, W. A. DIMICHELE a S. D. ELRICK. Middle and Late Pennsylvanian cyclothems, American Midcontinent: Ice-age environmental changes and terrestrial biotic dynamics. *Comptes Rendus Geoscience* [online]. 2014, 346(7-8), 159-168 [cit. 2018-09-27]. DOI: 10.1016/j.crte.2014.03.008. ISSN 16310713. Dostupné z: <http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S1631071314000790>

CÍLEK, V. Závěrečná zpráva Slaný – sever, surovina: černé uhlí. 1970.

CLOETINGH, S. Intraplate Stresses: A New Element in Basin Analysis. *New Perspectives in Basin Analysis* [online]. New York, NY: Springer New York, 1988, 1988, , 205-230 [cit. 2018-09-27]. *Frontiers in Sedimentary Geology*. DOI: 10.1007/978-1-4612-3788-4\_10. ISBN 978-1-4612-8351-5. Dostupné z: [http://link.springer.com/10.1007/978-1-4612-3788-4\\_10](http://link.springer.com/10.1007/978-1-4612-3788-4_10)

DIMICHELE, W. A., C. Blaine CECIL, I. P. MONTAÑEZ a H. J. FALCON-LANG. Cyclic changes in Pennsylvanian paleoclimate and effects on floristic dynamics in tropical Pangaea. *International Journal of Coal Geology* [online]. 2010, 83(2-3), 329-344 [cit. 2018-09-27]. DOI: 10.1016/j.coal.2010.01.007. ISSN 01665162. Dostupné z: <http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0166516210000194>

DRIESE, S. G. a E. G. OBER. Paleopedologic and Paleohydrologic Records of Precipitation Seasonality from Early Pennsylvanian "Underclay" Paleosols, U.S.A. *Journal of Sedimentary Research*. 2005, 75(6), 997-1010. DOI: 10.2110/jsr.2005.075. ISSN 1527-1404. Dostupné také z: <https://pubs.geoscienceworld.org/jsedres/article/75/6/997-1010/145003>

DUFF, P. McL. D, E. K WALTON a A. HALLAM. *Cyclic sedimentation*. Amsterdam: Elsevier Publishing Company, 1967. *Developments in sedimentology*, 10. ISBN 9780444401830.

EINSELE, G., W. RICKEN a A. SEILACHER. *Cycles and events in stratigraphy*. Berlin: Springer-Verlag, 1991. ISBN 978-354-0527-848.

EROS, J.M., I.P. MONTAÑEZ, V.I. DAVYDOV, D.A. OSLEGER, T.I. NEMYROVSKA, V.I. POLETAEV a M.V. ZHYKALYAK. Reply to the comment on "Sequence stratigraphy and onlap history of the Donets Basin, Ukraine: Insight into Carboniferous icehouse dynamics". *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* [online]. 2012, 363-364, 187-191 [cit. 2018-09-27]. DOI: 10.1016/j.palaeo.2012.09.013. ISSN 00310182. Dostupné z: <http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0031018212005093>



FENG, F. a C.A.L. BAILER-JONES. Obliquity and precession as pacemakers of Pleistocene deglaciations. 2015. DOI: 10.1016/j.quascirev.2015.05.006. ISBN 0277-3791. Dostupné také z: <https://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S027737911500205X>

FIELDING, CH. R., T. D. FRANK, L. P. BIRGENHEIER, M. C. RYGEL, A. T. JONES a J. ROBERTS. Stratigraphic imprint of the Late Palaeozoic Ice Age in eastern Australia: a record of alternating glacial and nonglacial climate regime. *Journal of the Geological Society* [online]. 2008, 165(1), 129-140 [cit. 2018-09-27]. DOI: 10.1144/0016-76492007-036. ISSN 0016-7649. Dostupné z: <http://jgs.lyellcollection.org/lookup/doi/10.1144/0016-76492007-036>

GASTALDO, R. A., E. PURKYŇOVÁ, Z. ŠIMŮNEK a M. D. SCHMITZ. Ecological persistence in the Late Mississippian (Serpukhovian, Namurian A) megafloral record of the Upper Silesian basin, Czech Republic. *PALAIOS* [online]. 2009, 24(6), 336-350 [cit. 2018-09-27]. DOI: 10.2110/palo.2008.p08-084r. ISSN 0883-1351. Dostupné z: <https://pubs.geoscienceworld.org/palaios/article/24/6/336-350/146057>

GIBLING, M.R. a M.C. RYGEL. Late Paleozoic cyclic strata of Euramerica: Recognition of Gondwanan glacial signatures during periods of thermal subsidence. *Special Paper 441: Resolving the Late Paleozoic Ice Age in Time and Space*. Geological Society of America, 2008, 2008, , 219-233. DOI: 10.1130/2008.2441(15). ISBN 978-0-8137-2441-6. Dostupné také z: <https://pubs.geoscienceworld.org/books/book/596/chapter/3804692/>

HAGELBERG, T. K., G. BOND a P. DEMENOCAL. Milankovitch band forcing of sub-Milankovitch climate variability during the Pleistocene. *Paleoceanography*. 1994, 9(4), 545-558. DOI: 10.1029/94PA00443. ISSN 08838305. Dostupné také z: <http://doi.wiley.com/10.1029/94PA00443>

HAVLENA, V. *Geologie uhelných ložisek*. Praha: Nakl. ČSAV, 1965.

HAVLENA, Václav. *Vývoj stratigrafie permokarbonských uhelných oblastí Čech a Moravy*. Praha: Československá akademie věd, 1955. Knihovna Ústředního ústavu geologického.

HAVLENA, Václav a Jiří PEŠEK. *Litostratigrafické členění středočeského karbonu*. Plzeň: Západočeské muzeum, 1975. Sborník. Západočeské muzeum v Plzni, 11 (1975).

HAVLENA, V. a J. PEŠEK. *Stratigrafie, paleogeografie a základní strukturní členění limnického permokarbonu Čech a Moravy*. Plzeň: Západočeské muzeum, 1980. Sborník Západočeského muzea v Plzni. Příroda.

HECKEL, Philip H. Pennsylvanian cyclothems in Midcontinent North America as far-field effects of waxing and waning of Gondwana ice sheets. *Special Paper 441: Resolving the Late Paleozoic Ice Age in Time and Space* [online]. Geological Society of America, 2008, 2008, , 275-289 [cit. 2018-09-27]. DOI: 10.1130/2008.2441(19). ISBN 978-0-8137-2441-6. Dostupné z: <https://pubs.geoscienceworld.org/books/book/596/chapter/3804738/>

HECKEL, Philip H. Evidence for global (glacial-eustatic) control over upper Carboniferous (Pennsylvanian) cyclothems in midcontinent North America. Geological Society, London, Special Publications [online]. 1990, 55(1), 35-47 [cit. 2018-09-27]. DOI: 10.1144/GSL.SP.1990.055.01.02. ISSN 0305-8719. Dostupné z: <http://sp.lyellcollection.org/lookup/doi/10.1144/GSL.SP.1990.055.01.02>

HNÍZDILOVÁ, E. Kounovské sloje, černé uhlí – doplněk závěrečné zprávy. Praha: MS Archiv GIP-GMS, 1980.

HOLUB, V. Geologie mšenské pánve a černouhelného ložiska Mělník–Benátky nad Jizerou. Praha: MS ÚÚG, 1972.

HOLUB, V. a J. OBRHEL. Příspěvek k poznání svrchního červeného souvrství v Kladenské pánvi. Věst. ústř. Úst. geol. 1959, 34(6), 447-450.

HOLUB, V. a Jiří PEŠEK. Geologie a ložiska svrchnopaleozoických limnických pánví České republiky. Praha: Český geologický ústav, 2001. ISBN 8070754702.

HORTON, D. E., Ch. J. POULSEN, I. P. MONTAÑEZ a W. A. DIMICHELE. Eccentricity-paced late Paleozoic climate change. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology [online]. 2012, 331-332, 150-161 [cit. 2018-09-27]. DOI: 10.1016/j.palaeo.2012.03.014. ISSN 00310182. Dostupné z: <http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S003101821200154X>

CHLUPÁČ, I. Geologická minulost České republiky. Vyd. 2., opr. Praha: Academia, 2011. Neživá příroda. ISBN 978-802-0019-615.

JIRÁSEK, J., Stanislav OPLUŠTIL, M. SIVEK, M. D. SCHMITZ a H. A. ABELS. Astronomical forcing of Carboniferous paralic sedimentary cycles in the Upper Silesian Basin, Czech Republic (Serpukhovian, latest Mississippian): New radiometric ages afford an astronomical age model for European biozonations and substages. Earth-Science Reviews [online]. 2018, 177, 715-741 [cit. 2018-09-27]. DOI: 10.1016/j.earscirev.2017.12.005. ISSN 00128252. Dostupné z: <https://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0012825217300776>

KADLEČÍK, J., J. CHUDOMEL, V. HIKL, O. JAKEŠ, J. ONDRÁK a M. ŠKÁROVÁ. Seismický průzkum na ložisku Slaný v r.1983-85 (závěrečná zpráva). Brno: Geofyzika, 1985.

KADLEČÍK, J. a M. KYNČLOVÁ. Zpracovatelsko-interpretační přehodnocení seizmických měření na ložisku Slaný. Brno: Geofyzika, 1991.

KAUTSKÝ, J. a J. SPUDIL. Nové poznatky ze severozápadní části ložiska Slaný. In: X. exkurze uhelně-geologického semináře. 1988, s. 73-87.

KOLLERT, A., J. CHOCHOL, J. ČICHOVSKÝ, et al. Závěrečná zpráva úkolu. Doplněk závěrečné zprávy. Slánsko-Kounovské sloje. Surovina černé uhlí, Etapa průzkumu vyhledávací. Praha: Geoindustria, 1985.

LASKAR, J., A. FIENGA, M. GASTINEAU a H. MANCHE. La2010: a new orbital solution for the long-term motion of the Earth [online]. 2011, 532 [cit. 2018-09-27]. DOI: 10.1051/0004-6361/201116836. ISSN 0004-6361. Dostupné z: <http://www.aanda.org/10.1051/0004-6361/201116836>

LOJKA, R., J. DRÁBKOVÁ, J. ZAJÍC, I. SÝKOROVÁ, J. FRANCŮ, A. BLÁHOVÁ a T. GRYGAR. Climate variability in the Stephanian B based on environmental record of the Mšec Lake deposits (Kladno–Rakovník Basin, Czech Republic). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* [online]. 2009, 280(1-2), 78-93 [cit. 2018-09-27]. DOI: 10.1016/j.palaeo.2009.06.001. ISSN 00310182. Dostupné z: <http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0031018209002168>

LOJKA, R., N.A. ROSENAU, T. SIDORINOVA a L. STRNAD. Architecture, paleosols and cyclicity of the Middle-Late Pennsylvanian proximal fluvial system (Nyřany Member, Pilsen Basin, Czech Republic). *Bulletin of Geosciences* [online]. 2015, , 111-140 [cit. 2018-09-27]. DOI: 10.3140/bull.geosci.1509. ISSN 1802-8225. Dostupné z: <http://www.geology.cz/bulletin/contents/art1509>

LOJKA, R., I. SÝKOROVÁ, J. LAURIN, P. MATYSOVÁ a T. MATYS GRYGAR. Lacustrine couplet-lamination: evidence for Late Pennsylvanian seasonality in central equatorial Pangaea (Stephanian B, Mšec Member, Central and Western Bohemian basins). *Bulletin of Geosciences*. , 709-734. DOI: 10.3140/bull.geosci.1210. ISSN 1802-8225. Dostupné také z: <http://www.geology.cz/bulletin/contents/art1210>

MARTÍNEK, K., J. PEŠEK a S. OPLUŠTIL. Significant hiatuses in the terrestrial Late Variscan Central and Western Bohemian basins (Late Pennsylvanian–Early Cisuralian) and their possible tectonic and climatic links. *Geologica Carpathica*. 2017, 68(3), 269-281. DOI: 10.1515/geoca-2017-0019. ISSN 1336-8052. Dostupné také z: <http://content.sciendo.com/view/journals/geoca/68/3/article-p269.xml>

MARTINSEN, O. J., A. RYSETH, W. HELLAND-HANSEN, H. FLESCHE, G. TORKILDSEN a S. IDIL. Stratigraphic base level and fluvial architecture: Ericson Sandstone (Campanian), Rock Springs Uplift, SW Wyoming, USA. *Sedimentology*. 1999, 46(2), 235-263. DOI: 10.1046/j.1365-3091.1999.00208.x. ISSN 0037-0746. Dostupné také z: <http://doi.wiley.com/10.1046/j.1365-3091.1999.00208.x>

MAŠEK, J. Vulkanické produkty středočeského karbonu. In: *Sborník geologických věd: Geologie*. 24. 1973, s. 73–119.

MAŠEK, J. a A. KOLLERT. Ložiska karbonských žáruvzdorných jílovců u Nového Strašce. In: *Sborník geologických věd: Ložisková geologie*. 10. 1969, s. 85–105.

MATTINSON, James M. Zircon U–Pb chemical abrasion (“CA-TIMS”) method: Combined annealing and multi-step partial dissolution analysis for improved precision and accuracy of zircon ages. *Chemical Geology* [online]. 2005, 220(1-2), 47-66 [cit. 2018-09-27]. DOI:

10.1016/j.chemgeo.2005.03.011. ISSN 00092541. Dostupné z: <http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0009254105001452>

MAXANT, J. Závěrečná zpráva Kačice JZ.ZM.C.3 - 513 201 043, surovina: černé uhlí, žárupzdorné jílovce, etapa: předběžný stav ke dni 31.3.1967. Praha: Geoindustria, 1967.

MIALL, A. D. The geology of stratigraphic sequences. New York: Springer, 1997. ISBN 35-405-9348-9.

MIALL, A. D. Principles of sedimentary basin analysis. 3rd updated and enl. ed. New York: Springer, 2000. ISBN 978-354-0657-903.

MILÉŘ, T. a J. HOLLAN. Klima a koloběhy látek: jak funguje klimatický systém Země, proč a jak se klima mění. Brno: Masarykova univerzita, 2014. ISBN 978-802-1071-094.

NĚMEČEK, J. Průzkum zemědělských půd ČSSR. Souborná metodika 1. díl. Praha: MZVŽ, 1967.

NĚMEJC, F. Paleobotanicko-stratigrafické výzkumy vpermokarbonustředních a severovýchodních Čech. Zprávy o geologických výzkumech. Praha: ČSAV, 1953.

OPLUŠTIL, S., R. LOJKA, N. A. ROSENAU, L. STRNAD a I. SÝKOROVÁ. Middle Moscovian climate of eastern equatorial Pangea recorded in paleosols and fluvial architecture. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 2015, 440, 328-352. DOI: 10.1016/j.palaeo.2015.09.009. ISSN 00310182. Dostupné také z: <https://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0031018215004939>

OPLUŠTIL, S., K. MARTÍNEK a Z. TASÁRYOVÁ. Facies and architectural analysis of fluvial deposits of the Nýřany Member and the Týnec Formation (Westphalian D-Barruelian) in the Kladno-Rakovník and Pilsen basins. In: *Bulletin of Geosciences*. 80. 2005, s. 45–66. ISSN 12141119.

OPLUŠTIL, S., J. PEŠEK a J. SKOPEC. Comparison of structures derived from mine workings and those interpreted in seismic profiles: an example from the Kačice deposit, Kladno Mine, Bohemia. *Geological Society, London, Special Publications*. 1997, 125(1), 337-347. DOI: 10.1144/GSL.SP.1997.125.01.30. ISSN 0305-8719. Dostupné také z: <http://sp.lyellcollection.org/lookup/doi/10.1144/GSL.SP.1997.125.01.30>

OPLUŠTIL, S., M. SCHMITZ, V. KACHLÍK a S. ŠTAMBERG. Re-assessment of lithostratigraphy, biostratigraphy, and volcanic activity of the Late Paleozoic Intra-Sudetic, Krkonoše-Piedmont and Mnichovo Hradiště basins (Czech Republic) based on new U-Pb CA-ID-TIMS ages. *Bulletin of Geosciences* [online]. 2016a, 399-432 [cit. 2018-09-27]. DOI: 10.3140/bull.geosci.1603. ISSN 1802-8225. Dostupné z: <http://www.geology.cz/bulletin/contents/art1603>

OPLUŠTIL, Stanislav. Evolution of the Middle Westphalian river valley drainage system in central Bohemia (Czech Republic) and its palaeogeographic implication. *Palaeogeography*,

Palaeoclimatology, Palaeoecology [online]. 2005a, 222(3-4), 223-258 [cit. 2018-09-27]. DOI: 10.1016/j.palaeo.2005.03.016. ISSN 00310182. Dostupné z: <http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0031018205001380>

OPLUŠTIL, Stanislav. The effect of paleotopography, tectonics and sediment supply on quality of coal seams in continental basins of central and western Bohemia (Westphalian), Czech Republic. International Journal of Coal Geology [online]. 2005b, 64(3-4), 173-203 [cit. 2018-09-27]. DOI: 10.1016/j.coal.2005.03.022. ISSN 01665162. Dostupné z: <http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0166516205000765>

OPLUŠTIL, Stanislav, N. A. EDRESS a I. SÝKOROVÁ. Climatic vs. tectonic controls on peat accretion in non-marine setting; an example from the Žacléř Formation (Yeadonian–Bolsovian) in the Intra-Sudetic Basin (Czech Republic) [online]. 2013 [cit. 2018-09-27]. DOI: 10.1016/j.coal.2013.07.011. ISBN 0166-5162. Dostupné z: <http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0166516213001705>

OPLUŠTIL, Stanislav, M. SCHMITZ, Ch. J. CLEAL a K. MARTÍNEK. A review of the Middle–Late Pennsylvanian west European regional substages and floral biozones, and their correlation to the Geological Time Scale based on new U–Pb ages [online]. 2016b [cit. 2018-09-27]. DOI: 10.1016/j.earscirev.2016.01.004. ISBN 0012-8252. Dostupné z: <https://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0012825216300046>

OPLUŠTIL, Stanislav a P. VÍZDAL. Pre-sedimentary palaeo-relief and compaction: controls on peat deposition and clastic sedimentation in the Radnice Member, Kladno Basin, Bohemia. Geological Society, London, Special Publications [online]. 1995, 82(1), 267-283 [cit. 2018-09-27]. DOI: 10.1144/GSL.SP.1995.082.01.18. ISSN 0305-8719. Dostupné z: <http://sp.lyellcollection.org/lookup/doi/10.1144/GSL.SP.1995.082.01.18>

PAŠEK, J. a M. URBAN. The Tectonic Evolution of the Plzeň Basin (Upper Carboniferous, West Bohemia): A Review and Reinterpretation. Plzeň: Západočeské muzeum, 1990. Folia Musei rerum naturalium Bohemiae occidentalis. ISBN 8085125242.

PEŠEK, J. Geologická stavba a vývoj sedimentů plzeňské černouhelné pánve. In: Sborník Příroda. Plzeň, 1968.

PEŠEK, J. Terciární sedimenty ve středních a západních Čechách. Plzeň: Západočeské muzeum v Plzni, 1972. Sborník Západočeského muzea v Plzni. Příroda.

PEŠEK, J. Carboniferous of central and western Bohemia (Czech Republic). Praha: Czech Geological Survey, 1994. ISBN 80-7075-148-7.

PEŠEK, Jiří. Geologie pánví středočeské svrchnopaleozoické oblasti. Praha: Český geologický ústav, 1996. ISBN 8070752300.

PEŠEK, Jiří, Jiří BEK, J. DRÁBKOVÁ, et al. Geologie a ložiska svrchnopaleozoických limnických pánví České republiky. Praha: Český geologický ústav, 2001. ISBN 8070754702.

PEŠEK, J. a M. SIVEK. Uhlonosné pánve a ložiska černého a hnědého uhlí České republiky. Praha: Česká geologická služba, 2012. ISBN 9788070758007.

PETRÁNEK, J., J. BŘEZINA, E. BŘÍZOVÁ, J. CHÁB, J. LOUN a P.R. ZELENKA. Encyklopedie geologie. Praha: Česká geologická služba, 2016. ISBN 978-807-0759-011.

PILLANS, B., J. CHAPPELL a T. R. NAISH. A review of the Milankovitch climatic beat: template for Plio–Pleistocene sea-level changes and sequence stratigraphy [online]. 1998 [cit. 2018-10-01]. DOI: 10.1016/S0037-0738(98)00095-5. ISBN 0037-0738. Dostupné z: <http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0037073898000955>

POSAMENTIER, H. W. a G. P. ALLEN. Siliciclastic Sequence Stratigraphy: Concepts and Applications. 7. vydání. Sepm Society for Sedimentary, 1999. ISBN 9781565760707. 1565760700.

POULSEN, Ch. J., D. POLLARD, I. P. MONTAÑEZ a D. ROWLEY. Late Paleozoic tropical climate response to Gondwanan deglaciation. *Geology*. 2007, 35(9). DOI: 10.1130/G23841A.1. ISSN 0091-7613. Dostupné také z: <https://pubs.geoscience-world.org/geology/article/35/9/771-774/129947>

RAYMO, M. E. a W. F. RUDDIMAN. Tectonic forcing of late Cenozoic climate. *Nature* [online]. 1992, 359(6391), 117-122 [cit. 2018-09-27]. DOI: 10.1038/359117a0. ISSN 0028-0836. Dostupné z: <http://www.nature.com/doifinder/10.1038/359117a0>

ROSENAU, N. A., N. J. TABOR, S. D. ELRICK a W. J. NELSON. Polygenetic History of Paleosols In Middle-Upper Pennsylvanian Cyclothems of the Illinois Basin, U.S.A: Part I. Characterization Of Paleosol Types And Interpretation Of Pedogenic Processes. *Journal of Sedimentary Research*. 2013, 83(8), 606-636. DOI: 10.2110/jsr.2013.50. ISSN 1527-1404. Dostupné také z: <https://pubs.geoscienceworld.org/jsedres/article/83/8/606-636/330504>

ROSENAU, N. A., N. J. TABOR, S. D. ELRICK a W. J. NELSON. Polygenetic History of Paleosols In Middle-Upper Pennsylvanian Cyclothems of the Illinois Basin, U.S.A: Part II. Integrating Geomorphology, Climate, and Glacioeustasy. *Journal of Sedimentary Research*. 2013, 83(8), 637-668. DOI: 10.2110/jsr.2013.51. ISSN 1527-1404. Dostupné také z: <https://pubs.geoscienceworld.org/jsedres/article/83/8/637-668/330525>

RUDDIMAN, W. F. *Earth's climate: past and future*. Third edition. New York: W.H. Freeman and Company, 2014. ISBN 978-142-9255-257.

RYGEL, M. C., C. LALLY, M. R. GIBLING, A. IELPI, J. H. CALDER a A. R. BASHFORTH. Sedimentology and stratigraphy of the type section of the Pennsylvanian Boss Point Formation, Joggins Fossil Cliffs, Nova Scotia, Canada. *Atlantic Geology*. 2015, 51(1), 001-043. DOI: 10.4138/atlgeol.2015.001. ISSN 1718-7885. Dostupné také z: <https://journals.lib.unb.ca/index.php/ag/article/view/21439>

SALAVA, J. Závěrečná zpráva KRP II. Praha: Geofond, 1965.

SCHMIDT, K., J. KOŘALKOVÁ, J. KOUBCOVÁ, V. PŘIBYL a M. SOUTA. Slánsko-nýřanské sloje. Surovina černé uhlí. Praha: Geoindustria, 1981.

SCHOENE, B. a E. F. BAXTER. Petrochronology and TIMS. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry* [online]. 2017, 83(1), 231-260 [cit. 2018-09-27]. DOI: 10.2138/rmg.2017.83.8. ISSN 1529-6466. Dostupné z: <https://pubs.geoscience-world.org/msa/rimg/article/83/1/231/520745/Petrochronology-and-TIMS>

SKOČEK, V. Stefanské jezerně deltové sekvence ve středních a severovýchodních Čechách. *Sborík Geologických Věd. Praha*, 1990, 45, 91–122.

SPUDIL, J. Přehodnocení výhradního ložiska černého uhlí B 3160700 Slaný: Ev. číslo ČGS – Geofond 645 06 (FZ06815). 2006.

SPUDIL, J. Operativní zpráva Slaný – nýřanské sloje. Surovina: černé uhlí. Etapa průzkumu: předběžná. Praha: Geoindustria, 1990.

SPUDIL, J. Strukturně geologická charakteristika ložiska Kačice. In: *Sborník IV. Uhelně geologické konference přírodovědecké fakulty Univerzity Karlovy*. 1982, s. 133–142.

SPUDIL, J. Operativní zpráva úkolu Slaný – nýřanské sloje. Surovina: černé uhlí. Etapa průzkumu: Předběžná. Praha: Geoindustria, 1987.

TÁSLER, R., V. HAVLENA a V. PROUZA. Nové litostratigrafické členění centrální a západní části podkrkonošské pánve. *Věstník Ústředního ústavu geologického*. 1981, 56(3), 129–142.

TÁSLER, R., V. HAVLENA a V. PROUZA. Nové litostratigrafické členění centrální a západní části podkrkonošské pánve. 1981.

VAIL, P.R., R.G. TODD, R. M. MITCHUM, Bubb WIDMIER, B. THOMPSON a Hatleilid HATLEILID. *Seismic Stratigraphy and global changes of sea level. Seismic Stratigraphy-Applications to Hydrocarbon Exploration*. 1977, s. 49–212.

VAN DEN BELT, F. J.G., T. B. VAN HOOFF a H. J.M. PAGNIER. Revealing the hidden Milankovitch record from Pennsylvanian cyclothem successions and implications regarding late Paleozoic chronology and terrestrial-carbon (coal) storage. *Geosphere*. 2015, 11(4), 1062-1076. DOI: 10.1130/GES01177.1. ISSN 1553-040X. Dostupné také z: <https://pubs.geoscienceworld.org/geosphere/article/11/4/1062-1076/132225>

VAN DER ZWAN, C.J. The impact of Milankovitch-scale climatic forcing on sediment supply. *Sedimentary Geology* [online]. 2002, 147(3-4), 271-294 [cit. 2018-09-27]. DOI: 10.1016/S0037-0738(01)00130-0. ISSN 00370738. Dostupné z: <http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0037073801001300>

VEEVERS, J.J. Tectonic-climatic supercycle in the billion-year plate-tectonic eon: Permian Pangean icehouse alternates with Cretaceous dispersed-continents greenhouse. *Sedimentary*

Geology [online]. 1990, 68(1-2), 1-16 [cit. 2018-09-27]. DOI: 10.1016/0037-0738(90)90116-B. ISSN 00370738. Dostupné z: <http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/003707389090116B>

VEEVERS, J. a C. POWELL. Late Paleozoic glacial episodes in Gondwanaland reflected in transgressive-regressive depositional sequences in Euramerica. Geological Society of America Bulletin. 1987, (98), 475–487.

WANLESS, H. R. a J. M. WELLER. Correlation and Extent of Pennsylvanian Cyclothems. Geological Society of America Bulletin. 1932, 43(4), 1003-1016. DOI: 10.1130/GSAB-43-1003. ISSN 0016-7606. Dostupné také z: <https://pubs.geoscienceworld.org/gsabulletin/article/43/4/1003-1016/3318>

WELLER, J.M. Development of the Concept and Interpretation of Cyclic Sedimentation. In: Symposium on cyclic sedimentation. Bulletin 16. 1964, s. 607–621.

ŽBÁNEK, J. Závěrečná zpráva úkolu Slánsko 512 0201 073, 513 0201 073. Ev. číslo ČGS – Geofond FZ5633. 1978.



# Seznam obrázků a tabulek

## Seznam obrázků

<b>Obr. 1:</b> Profil typickou cyklotémou vznikající v nitru Pangey v období pennsylvanu s interpretací klimatu a jeho vlivu na vznik a charakter sedimentárních hornin (Cecil et al. 2014).....	8
<b>Obr. 2:</b> Doba opakování periodických a neperiodických procesů a náhlých událostí v geologii, (Einsele et al. 1991).....	9
<b>Obr. 3:</b> Milankovičovy cykly, a) změna excentricity, b) změna precese, c) změna náklonu osy, upraveno z (Miall 2000) .....	13
<b>Obr. 4:</b> Délka a časový kontext zalednění v průběhu svrchního paleozoika, (Fielding et al. 2008).....	16
<b>Obr. 5:</b> Interpretace prostředí a vznik 'základních cyklů' žacléřského souslojí, (Opluštil et al. 2013).....	19
<b>Obr. 6:</b> Poměr A/S a jeho vliv na tvar pískovcových těles a pohyb erozní báze, (Ainsworth 2010).....	21
<b>Obr. 7:</b> Mapa plzeňsko-trutnovského pánevního komplexu s vyznačením jednotlivých kontinentálních pánví:.....	22
<b>Obr. 8:</b> Tektono-sedimentární model plzeňsko-trutnovského pánevního komplexu, (Opluštil et al. 2016a).....	24
<b>Obr. 9:</b> Stratigrafie a hlavní litologické obzory radnických vrstev, upraveno z (Opluštil et al. 2005).....	26
<b>Obr. 10:</b> Mapa zájmového území s vyznačením dobývacího prostoru bývalého Dolu Slaný a pozicí hlubokých vrtů použitých v této práci. Zdroj: Mapová aplikace ČGS .....	31
<b>Obr. 11:</b> Paleoreliéf kladensko-rakovnické pánve před počátkem ukládání radnických vrstev. Červený obdélník vymezuje přibližně území slánského ložiska, (Opluštil 2005a) .....	34
<b>Obr. 12:</b> Mapa vybraných vrtů a sestavených korelačních schémat nýřanských vrstev .....	43
<b>Obr. 13:</b> Příklad profilu nýřanskými vrstvami na ložisku Slaný ve vrtu Dn4 .....	45
<b>Obr. 14:</b> Mapa mocnosti mezocyklu N0. Legenda: mocnost v m.....	47
<b>Obr. 15:</b> Mapa celkové písčitosti mezocyklu N0. Legenda: písčitost v % .....	48
<b>Obr. 16:</b> Mapa písčitosti středozrnných až hrubozrnných psamitů mezocyklu N0. Legenda: písčitost v %.....	49
<b>Obr. 17:</b> Mapa mocnosti mezocyklu N1. Legenda: mocnost v m.....	50
<b>Obr. 18:</b> Mapa celkové písčitosti mezocyklu N1. Legenda: písčitost v % .....	51
<b>Obr. 19:</b> Mapa písčitosti středozrnných až hrubozrnných psamitů mezocyklu N1. Legenda: písčitost v %.....	52
<b>Obr. 20:</b> Mapa mocnosti mezocyklu N2. Legenda: mocnost v m.....	53
<b>Obr. 21:</b> Mapa celkové písčitosti mezocyklu N2. Legenda: písčitost v % .....	54
<b>Obr. 22:</b> Mapa písčitosti středozrnných až hrubozrnných psamitů mezocyklu N2. Legenda: písčitost v %.....	55
<b>Obr. 23:</b> Mapa mocnosti mezocyklu N3. Legenda: mocnost v m.....	56
<b>Obr. 24:</b> Mapa celkové písčitosti mezocyklu N3. Legenda: písčitost v % .....	57
<b>Obr. 25:</b> Mapa písčitosti mezocyklu N3 počítaná ze středozrnných až hrubozrnných psamitů. Legenda: písčitost v % .....	58
<b>Obr. 26:</b> Mapa mocnosti mezocyklu N4. Legenda: mocnost v m.....	59
<b>Obr. 27:</b> Mapa celkové písčitosti mezocyklu N4. Legenda: písčitost v % .....	60

<b>Obr. 28:</b> Mapa písčitosti střednozrnných až hrubozrnných psamitů mezocyklu N4. Legenda: písčitost v %.....	61
<b>Obr. 29:</b> Mapa mocnosti mezocyklu N5. Legenda: mocnost v m.....	62
<b>Obr. 30:</b> Mapa celkové písčitosti mezocyklu N5. Legenda: písčitost v % .....	63
<b>Obr. 31:</b> Mapa písčitosti střednozrnných až hrubozrnných psamitů mezocyklu N5. Legenda: písčitost v %.....	64
<b>Obr. 32:</b> Mapa mocnosti mezocyklu N6. Legenda: mocnost v m.....	65
<b>Obr. 33:</b> Mapa celkové písčitosti mezocyklu N6. Legenda: písčitost v % .....	66
<b>Obr. 34:</b> Mapa písčitosti střednozrnných až hrubozrnných psamitů mezocyklu N6. Legenda: písčitost v %.....	67
<b>Obr. 35:</b> Mapa mocnosti mezocyklu N7. Legenda: mocnost v m.....	68
<b>Obr. 36:</b> Mapa celkové písčitosti mezocyklu N7. Legenda: písčitost v % .....	69
<b>Obr. 37:</b> Mapa písčitosti střednozrnných až hrubozrnných psamitů mezocyklu N7. Legenda: písčitost v %.....	70

## Seznam tabulek

<b>Tab. 1:</b> Stratigrafické cykly a jejich příčiny, (Miall 1997) .....	10
<b>Tab. 2:</b> Přehled mocností základních litologických jednotek v kladensko-rakovnické pánvi, (Pešek 1996) .....	30
<b>Tab. 3:</b> Sled členů základního sedimentárního cyklu pro jednotlivé části nýřanských vrstev v nadloží mirošovského obzoru (a: konglomerát, b: psamit, c: aleurit, d: pelit, e: uhelná slojka) .....	40
<b>Tab. 4:</b> Hodnoty mocnosti a písčitosti jednotlivých mezocyklů .....	46